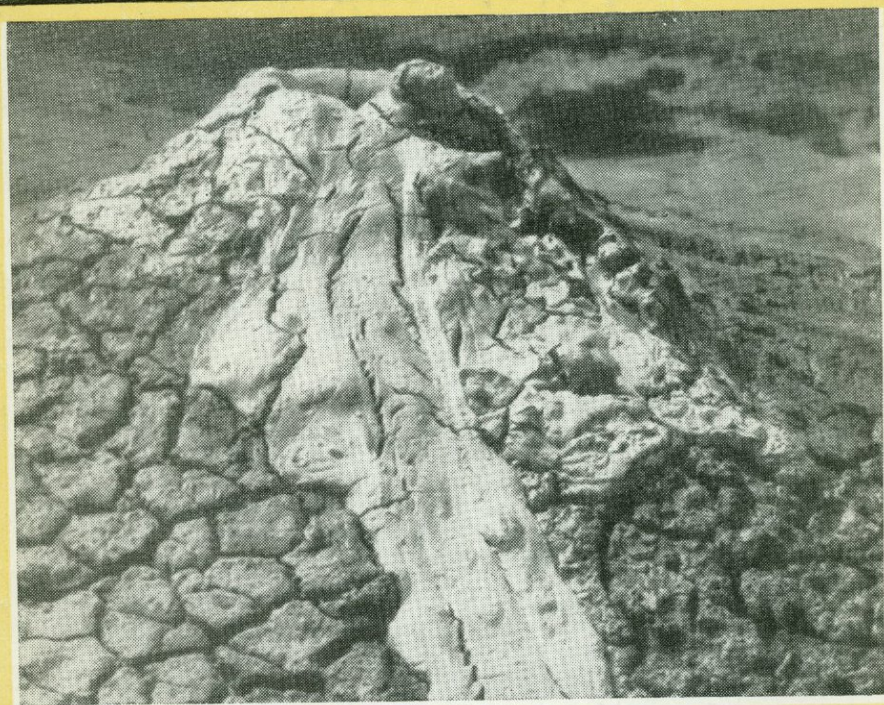


НОВЫЕ И ДЕФИЦИТНЫЕ ВИДЫ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ



« НАУКА »

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

НОВЫЕ И ДЕФИЦИТНЫЕ ВИДЫ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук
В.П. ПЕТРОВ



МОСКВА
"НАУКА"
1987



4923

Новые и дефицитные виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1987.

В сборнике отмечена важность выявления и условий образования фтористых флогопитовых слюд. Уделено большое внимание применению вермикулитов и графита. Рассмотрены минеральные особенности талька и серпентиновых минералов и их влияние на возможности практического использования. Гидротермальные процессы, сопровождающие вулканизм, порождают алуниты — алюминиевое сырье, серу, кремнистые породы, бентониты и цеолиты. Рассмотрены новые пути применения вулканического шлака и пемзы.

Рецензенты:

доктор геол.-минерал. наук *В.В. Ляхович*,
канд. геол.-минерал. наук *А.П. Ганеев*

Особенностью большинства неметаллических полезных ископаемых является широкая возможность замены одного вида сырья другим, в частности природного сырья материалом, получаемым искусственно. Этот процесс достаточно длительный и проходит обычно в несколько этапов: сначала это только теоретические и отчасти лабораторные исследования, затем — полузаводские опыты, экономические подсчеты и наконец — промышленное освоение нового сырья или продукта, обладающего более благоприятными свойствами либо более дешевого. Однако и на последнем этапе необходима большая научно-исследовательская работа по установлению технических требований и выявлению путей и форм его применения.

В данный сборник включены статьи, в которых обсуждаются как принципиально новые виды сырья, до сих пор не используемые в промышленности, так и минералы и горные породы, применяемые не традиционно. Материал сгруппирован по двум темам. В часть I входят работы, посвященные полезным ископаемым метаморфических толщ. Так, в статье М.А. Лицарева рассматривается фторфлогопит Памира, использующийся до сих пор как рядовая слюда. Автор выявил новые, ранее не известные его свойства, рекомендует учитывать такой флогопит отдельно и использовать его только там, где он найдет более эффективное применение.

Из работ, включенных в часть II "Полезные ископаемые вулканического и гидротермального происхождения", можно назвать статью В.С. Знаменского и И.Б. Никитиной. Авторами показана связь характера гидротерм с местом их выхода в огромном вулканическом регионе; именно воздействием гидротерм обусловлено образование самородной серы, алунита и осаждение многих ценнейших минералов. Сведения, сообщаемые в статье, помогут выявлению промышленных скоплений алунита, уже применявшегося для получения глинозема и калийных удобрений. Так же актуальна организация эксплуатационных работ на вулканических месторождениях на Курильских островах. В статье В.В. Наседкина, Т.Н. Соловьевой и В.Д. Шевчука описывается опал-кristобалитовое сырье Камчатки, которое рекомендуется применять в качестве огнеупора — это первый шаг в освоении нового вида минерального сырья.

В целом в книге мы попытались выявить новые пути использования неметаллических полезных ископаемых: разнокатионных разновидностей вермикулита, графита, очищенного перекристаллизацией, водного вулканического стекла, шлака, маложелезистого талька, перспективные месторождения которого наметились на Урале в непосредственной близости к предприятиям, обрабатывающим тальковое сырье. Рассматриваются также пути оценки и выявления ряда полезных ископаемых. Это относится к петрографии ультрабазитов, что сейчас наиболее важно для практической оценки серпентинового сырья, контролю распределения алунита, серы и гейзерита в вулканических областях.

В.П. Петров

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ

УДК 553.677.3.549.623.53

М.А. ЛИЦАРЕВ

ФЛОГОПИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА, ИХ ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС

Известные на Юго-Западном Памире месторождения и проявления флогопита приурочены к архейским метаморфическим толщам ваханской кристаллической серии и принадлежат к формации магнезиальных скарнов. На некоторых из них, наиболее значительных по масштабам (Ляджвардаринское, Даршайское, Абхарвское), в разное время были проведены в небольших объемах разведочные работы с попутной добычей флогопита. Более мелкие флогопитопроявления (Гондарвское, Горондаринское, Стажское и др.) не разведывались и в геологическом отношении обследованы недостаточно. Они незначительны по размерам и представляют лишь минералого-петрографический интерес.

Памирские месторождения флогопита открыты более 40 лет назад, однако в связи с труднодоступностью значительно уступают по изученности месторождениям других флогопитоносных районов СССР, связанным с аналогичными комплексами пород (Южная Якутия, Южное Прибайкалье). Опубликованная литература по флогопитовым месторождениям Памира весьма малочисленна и недостаточно освещает минералого-петрографические особенности, их геологию и генезис [7, 8, 13, 14]. Лучшие изучены химический состав и различные свойства памирских флогопитов [4, 7, 11, 15, 16]; в отличие от флогопитов других месторождений СССР, они характеризуются меньшим содержанием железа и большим — фтора, что определяет их промышленную ценность (высокие электротехнические показатели, повышенная термостойкость). Эти особенности памирских флогопитов обусловлены геологическими и генетическими условиями их образования, выяснение которых имеет первостепенное значение.

В настоящей статье, написанной по материалам автора с учетом литературных данных, обобщены накопленные сведения по памирским месторождениям флогопита. Основное внимание при этом уделено их геологии и генезису, рассматривается строение и минеральный состав флогопитовых тел, обсуждаются условия образования маложелезистого высокофтористо-

го флогопита. В работе затрагиваются некоторые дискуссионные вопросы, пока недостаточно разработанные, требующие дальнейшего развития и обоснования фактическими материалами.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ РАЙОНА

Структурно-формационная зона Юго-Западного Памира, занимающая междуречье Гунт—Пяндж, является одним из наиболее сложных геологических образований Средней Азии. В геолого-структурном отношении эта область, по мнению ряда исследователей, представляет собой докембрийский срединный массив в киммерийско-альпийской Каракорумской складчатой системе. Основные вопросы геологии региона рассматриваются в публикациях многих авторов [1—3, 8, 10, 13, 19, 20, 22—25, 29, 32], однако, несмотря на проведенные исследования, у геологов до сих пор нет единого мнения по важнейшим вопросам геологии этой области (стратиграфии, тектонике, магматизму, возрасту распространенных комплексов пород и др.). В статье не предусматривается обсуждение существующих точек зрения по всем этим проблемам. Автор придерживается здесь тех представлений, которые изложены в коллективной работе [32], написанной при его участии на основе многолетних полевых наблюдений и камеральной обработки собранных материалов.

Основу геологического строения региона составляют архей-нижнепротерозойские отложения ваханской серии, метаморфизованные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, и верхнепротерозойские (?) метаморфические породы аличурской серии (амфиболитовая и зеленосланцевая фации). В районе известны небольшие выходы слабо метаморфизованных среднепалеозойских (?) отложений немацдаринской свиты (D_3-C_1 ?) и еще более молодых (плиоценовых?) неметаморфизованных континентальных отложений (рис. 1).

Наиболее распространены в районе метаморфические породы ваханской серии. Они слагают Шахдаринский, Ишкашимский и отчасти Шугнанский хребты. Гнейсы и кристаллосланцы аличурской серии обнажаются в пределах Южно-Аличурского и на северном склоне Шугнанского хребтов; они обрамляют выходы пород ваханской серии на востоке и северо-востоке района и отделены от них региональным Мац-Кокбайским разломом. Филлитовидные сланцы и песчаники немацдаринской свиты образуют небольшие по площади обнажения в долинах рек Ривак, Колхозобад и в других местах; они залегают на архейских гнейсах ваханской серии и неогеновых гранитах Шугнанского массива и имеют с ними тектонические контакты.

Все месторождения и проявления флогопита Юго-Западного Памира приурочены, как уже отмечалось, к метаморфическим породам ваханской серии, поэтому дальнейшее описание посвящено характеристике геологии этой кристаллической толщи, выходы пород которой занимают более половины площади Юго-Западного Памира.

По мнению большинства исследователей, ваханская серия представляет собой единый разновозрастной комплекс пород, расчлененный по литологическим особенностям на ряд согласно залегающих свит (снизу вверх): горанскую, хорогскую, даршайскую, шугнанскую, врангскую и друмда-

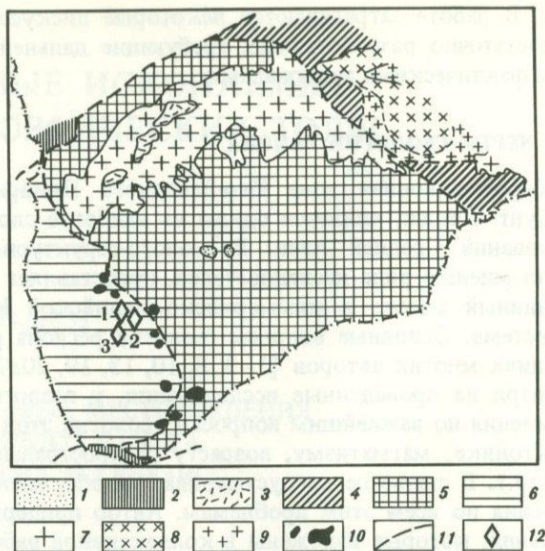


Рис. 1. Схема геологического строения Юго-Западного Памира (из [32])

1 — терригенно-континентальные отложения (N_2-Q_1); 2 — истыкская свита (T_3) Юго-Восточного Памира; 3 — немацдаринская свита ($D-C_1$) и ее предполагаемые аналоги; 4 — аличурская метаморфическая серия (PR?); 5 — друмдаринская, врангская, шугнанская, даршайская и хорогская свиты ваханской серии (AR-PR?); 6 — горанская свита ваханской серии (AR-PR?); 7 — памирско-шугнанский комплекс гранитов; 8 — аличурский гранитоидный комплекс; 9 — бакчагирский комплекс гранодиоритов; 10 — раманитский чарнокитоидный комплекс; 11 — разрывные нарушения; 12 — месторождения флогопита (1 — Ляджвардаринское, 2 — Даршайское, 3 — Абхарвское)

ринскую. Согласно другой точке зрения, она включает две самостоятельные разновозрастные серии: горанскую, соответствующую по объему одноименной свите, и шахдаринскую, объединяющую остальные свиты ваханской серии [22, 25–28]. В последнее время, помимо горанской и шахдаринской серий, в качестве третьей самостоятельной геологической формации выделяется хорогский комплекс метаморфизованных ортопород, полностью соответствующий по геологическому положению и объему хорогской свите [3].

Основу ваханской серии составляют различные гнейсы и кристаллические сланцы (биотитовые, амфиболовые, пироксеновые, гранатовые, кианит- и силлиманитсодержащие), кальцифиры, мраморы (кальцитовые, кальцит-доломитовые, доломитовые, магнезитовые), кварциты; широко распространены мигматиты, значительно развиты магнезиальные скарны. Мощность серии 9000–10 000 м.

Метаморфические толщи ваханской серии отделены от пород обрамления крупными региональными разломами (Гунтским — на севере, Мац-Кокбайским — на востоке, Южно-Памирским — на юге) и смяты в сложные системы складчатых структур разных порядков. Характерно сочетание простых пологих складчатых структур крупного масштаба со сложными складками течения, осложненными складчатостью более высоких порядков вплоть до мелкой пloyчатости. Господствуют два основных

направления крупных складчатых структур: субмеридиональное — в западной части района (площадь распространения пород горанской свиты) и субширотные — в восточной, сложенной породами остальных свит ваханской серии.

Прямых геологических данных о возрасте пород ваханской серии нет, и до сих пор этот вопрос является дискуссионным. Большинство исследователей, опирающихся на радиологические данные, полученные различными методами, считают возраст ваханской серии архей-нижнепротерозойским. Наиболее древние даты, полученные по Pb—Pb и U—Pb изохроном для мраморов горанской (~ 2700 млн. лет) и хорогской (2400—2540 млн. лет) свит [25—27], а также изотопно-свинцовые изохронные возрастные значения (2480—2740 млн. лет), полученные для разных пород хорогской свиты [27], не противоречат ни геологическим данным, ни результатам других радиологических исследований. Вместе с тем по ряду обстоятельств эти возрастные данные нельзя считать достаточно обоснованными [32], хотя по совокупности их с другими опубликованными материалами докембрийский возраст ваханской серии сомнений не вызывает.

Согласно другой точке зрения, метаморфические толщи Юго-Западного Памира имеют более молодой возраст (палеозойский, позднепалеозойский и даже мезозойский). Эта точка зрения достаточно полно отражена в недавней публикации, специально посвященной возрасту метаморфических толщ Юго-Западного Памира [10]. В ее основу положена совокупность некоторых особенностей, установленных в разное время исследователями в метаморфических толщах ваханской серии (находки слабо метаморфизованных пород и проблематичных органических остатков, наличие олистолит и олистостром). По мнению автора, приведенный в этой статье материал и его интерпретация не убедительны, а вывод о позднепалеозойском возрасте большей части метаморфических пород ваханской серии недостаточно обоснован. В частности, нельзя признать правильным положение автора статьи о том, что степень метаморфизма пород можно считать показателем их возраста. Известно, что в длительной геологической истории древних комплексов процессы метаморфизма как прогрессивной, так и регрессивной направленности могли накладываться и накладывались на породы неоднократно. Неправильным представляется и другое положение автора этой статьи — по очень редким случайным находкам проблематичной фауны решать вопрос возраста метаморфической толщи многокилометровой мощности, занимающей огромную площадь, при необоснованном полном игнорировании обширных радиологических возрастных данных, полученных разными методами.

Большую роль в геологическом строении ваханской серии играют магматические породы, выходы которых занимают значительные площади. Эффузивная деятельность здесь достоверно не установлена, интрузивные же образования распространены широко, хотя и неравномерно. Геолого-петрографическая их характеристика, сопоставление и оценка возраста приведены в ряде публикаций [2, 3, 19, 20, 23—26, 30—32]. Имеющиеся материалы свидетельствуют о неоднократном проявлении в районе интрузивного магматизма. Наиболее древние интрузии предположительно архей-нижнепротерозойского возраста представлены мелкими обыч-

но согласными (иногда секущими) линзовидными и жильными телами пироксенитов и габбро, превращенных при метаморфизме в основные кристаллосланцы¹. Явления будинажа, мигматизации и гранитизации основных и ультраосновных пород, а также совместное участие в складчатости с породами ваханской серии указывают на дометаморфический их возраст.

Из кислых интрузивов к докембрийским относятся сравнительно небольшие линзовидные преимущественно согласные тела аплитовидных лейкократовых гнейсо-гранитов, а также жильные тела гранитов, пегматитов, гранит-пегматитов в согласном или секущем залегании. По возрасту они моложе основных интрузивов, поскольку прорывают последние, но явно древнее флогопитоносных магнезиальных скарнов, которые часто вмещают тела упомянутых гранитоидов. $K-Ar$ и $Rb-Sr$ датировки (~ 2000 млн. лет), полученные по флогопитам из апогранитоидных магнезиальных скарнов [32, 33], указывают на древний возраст последних и позволяют относить аплитовидные гнейсо-граниты, аплиты, пегматиты и гранит-пегматиты по меньшей мере к нижнепротерозойским образованиям. Вероятно, их возраст древнее, если принять во внимание установленный факт потери радиогенных аргона и стронция калий- и рубидийсодержащими минералами, в том числе флогопитом [33]. Также докембрийскими являются небольшие по размерам (до $2-3 \text{ км}^2$) линзо- и штокообразные интрузивные тела гнейсовидных или массивных порфиробластических гранодиоритов раманитского комплекса, распространенных главным образом в зоне Даршайского разлома и в прилегающих к нему участках. Определение радиологического возраста этих пород $K-Ar$, $Rb-Sr$ и $U-Pb$ методами показало хорошо согласующиеся между собой даты, свидетельствующие о их формировании около 2000 млн. лет назад [32]. Метаморфические толщи ваханской серии вмещают крупнейший на Памире Шугнанский гранитный массив, сложенный биотитовыми и двуслюдяными лейкократовыми гранитами. Жильные производные этих гранитов, распространенные в экзоконтактовой зоне интрузива среди гнейсов ваханской серии, представлены турмалиновыми, биотит-мусковитовыми, турмалин-магнетитовыми и другими разновидностями пегматитов. Возраст гранитов Шугнанского массива, как и других интрузивов памирско-шугнанского комплекса (Хорогского, Яшилкульского, Памирского, Намадгутского), расположенных за пределами ваханской серии (на рис. 1 они отсутствуют), оценивается большинством исследователей верхнемеловым на том основании, что граниты этого комплекса достоверно прорывают отложения триаса и юры и что верхней возрастной границей для них служат находки галек этих гранитов в конгломератах терригенных толщ, возраст которых считался олигоценным. Геохронологические исследования памирско-шугнанских гранитов, проведенные в ИГЕМ АН СССР с использованием $K-Ar$ и $Rb-Sr$ методов с применением специально разработанных приемов, показали неогеновый их возраст (15–25 млн. лет) [30–32]. Полученные данные убедительно подтверждают интрузивный магматизм на территории Юго-Западного Памира в неогеновое время.

¹ В опубликованной литературе эти породы именуются также габбро-амфиболитами или ортоамфиболитами.

Группа метасоматических пород, локально распространенных в толще метаморфитов ваханской серии, объединяет различные по составу скарны, околоскарновые и апоскарновые породы. Они залегают обычно в контактах мраморов с гранитоидами, а также с гнейсами, кристаллосланцами, мигматитами и образуют различные по форме тела (пластообразные, жилые, линзовидные, штокверковые) мощностью от нескольких сантиметров до 10–15 м и протяженностью до 120–140 м. По характеру минеральных парагенезисов, их составу и взаимоотношениям эти породы принадлежат к формации магнезиальных скарнов. Известковые скарны в районе практически отсутствуют и здесь не рассматриваются¹. Среди магнезиальных скарнов выделяются диопсидовые, форстеритовые, шпинель-диопсидовые, шпинель-форстеритовые, флогопит-диопсидовые, флогопит-форстеритовые, диопсид-паргаситовые, диопсид-лазуритовые, энстатитовые, шпинель-энстатитовые и другие разновидности скарнов. Околоскарновые породы представлены прилегающими к скарнам алюмосиликатными породами (пироксен-калишпатовые, пироксен-плагноклазовые, пироксен-скаполитовые и др.) и различными по составу кальцифирами (форстеритовые, шпинель-форстеритовые, флогопит-форстеритовые и др.). К апоскарновым относятся тальковые и серпентиновые породы, содержащие обычно реликты замещающих минералов (энстатит, форстерит). С магнезиальными скарнами на Юго-Западном Памире связаны месторождения и проявления флогопита (Ляджвардаринское, Даршайское, Абхарвское и др.), лазурита (Ляджвардаринское, Даршайское), розовой и фиолетовой шпинели (Кухилал и др.), талька (Мальводжское, Горондаринское, Гондарвское и др.). Возраст магнезиальных скарнов и связанных с ними месторождений до проведения радиологических исследований специально не рассматривался, тем не менее оценка времени их формирования закономерно вытекала из представлений о возрасте метаморфических толщ ваханской серии. Последние, как известно, опирались на косвенные геологические данные и были разноречивы. Так, палеозойский возраст ваханской серии, согласно представлениям некоторых исследователей, не давал возможности считать магнезиальные скарны докембрийскими; они могли быть только палеозойскими или послепалеозойскими. Признание мезозойского возраста ваханской серии не позволяло тем самым рассматривать скарны как докембрийские. Наконец, отнесение ваханской серии к докембрийским образованиям резко опускало нижнюю возрастную границу магнезиальных скарнов, но вносило, таким образом, еще большую неопределенность. Ясность в этом вопросе была достигнута только в результате радиологического датирования [22, 32, 33]. Полученные данные позволили считать возраст магнезиальных скарнов района раннепротерозойским — не моложе 2000 млн. лет.

¹ Незначительное по размерам проявление гранатовых (гроссуляровых) скарнов встречено автором на Ляджвардаринском месторождении флогопита.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФЛОГОПИТА

Магнезиальные скарны с флогопитом встречаются практически во всех свитах ваханской серии, однако главная их масса и наиболее крупные по масштабам залежи сосредоточены в метаморфических толщах горанской свиты, в составе которой значительная роль принадлежит магнезиально-карбонатным породам (доломит-кальцитовые, кальцит-доломитовые, доломитовые и магнезитовые мраморы, кальцифиры). Именно к породам горанской свиты приурочены упомянутые выше месторождения и проявления флогопита. В других свитах ваханской серии все проявления магнезиальных скарнов с флогопитом, наблюдавшиеся автором, незначительны по масштабам и представляют лишь минералого-петрографический интерес.

Рассматриваемые ниже месторождения флогопита имеют небольшие размеры, располагаются высоко в горах, удалены от благоустроенных дорог и населенных пунктов и вследствие этого исключительно труднодоступны.

Л я д ж в а р д а р и н с к о е месторождение — наиболее значительное на Юго-Западном Памире. Оно находится в 35 км южнее кишлака Рошт-Кала на левом склоне верховьев долины р. Ляджвардара (левая составляющая р. Бадомдара, впадающей слева в р. Шахдара). Абсолютные отметки меняются в пределах месторождения от 4500 до 5400 м над уровнем моря.

В геологическом строении флогопитоносного поля главную роль играют метаморфические породы (различные по составу гнейсы, кристаллосланцы, мигматиты, мраморы, кальцифиры): магматические и метасоматические породы находятся в подчиненных количествах (рис. 2).

Метаморфические породы месторождения, представляющие верхи разреза горанской свиты, пестры по составу. Наиболее распространены бедные кальцием биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы и кристаллосланцы, иногда с примесью графита, пироксена, амфибола, апатита, магнетита; реже встречаются пироксеновые, амфиболовые или пироксен-амфиболовые гнейсы. Среди метаморфических пород преобладают лейкократовые разности. Содержание в них светлоцветных минералов достигает 85—95%, причем плагиоклаз (олигоклаз-андезин № 18—32) нередко составляет более половины объема всей породы; калиевый полевой шпат содержится обычно в небольших количествах (иногда полностью отсутствует). Остальная часть светлоцветной составляющей пород падает на кварц. Мезо- и меланократовые разности гнейсов и кристаллосланцев играют подчиненную роль и чаще встречаются в нижней части разреза метаморфической толщи.

Из других разновидностей метаморфических пород особый интерес представляют основные кристаллические сланцы, известные в литературе по Юго-Западному Памиру как "ортогнейсы", "габбро-амфиболиты", "амфиболиты", "ортоамфиболиты". По имеющимся данным, эти породы образовались частично в результате метаморфизма интрузивных габбро и отчасти, по-видимому, за счет метаморфизма основных эффузивов и туфов или высокомагнезиальных мергелей. Основные кристаллосланцы

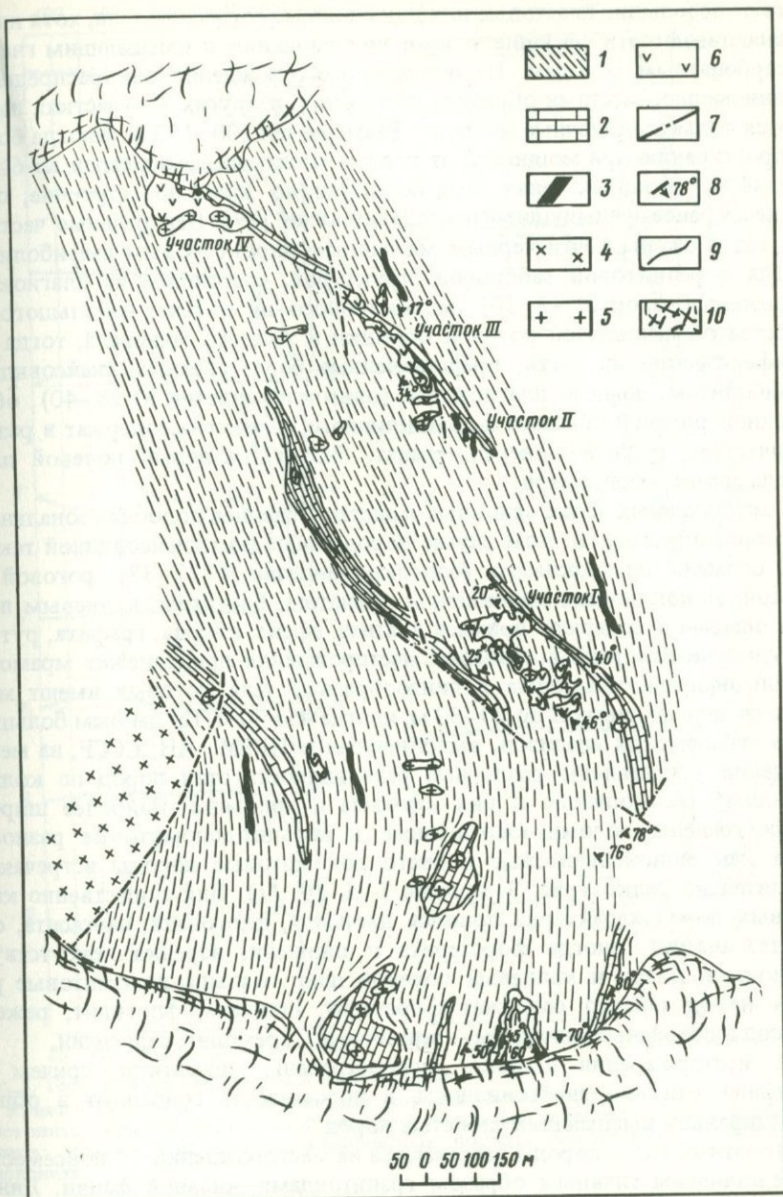


Рис. 2. Схема геологического строения Ляджвардаринского месторождения флогопита. Составлена автором с использованием материалов Ю.А. Лихачева

1 – гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты; 2 – мраморы и кальцифиры; 3 – основные кристаллосланцы; 4 – диопсидовые граниты; 5 – гранит-пегматиты, пегматиты, аплиты; 6 – магнезиальные флогопитоносные скарны; 7 – разрывные нарушения; 8 – элементы залегания пород; 9 – геологические границы; 10 – ледники, фирновые поля

слагают небольшие пластовые или линзовидные согласные тела, хотя иногда устанавливаются и секущие залежи по отношению к вмещающим гнейсам и карбонатным породам. На площади месторождения они распределены неравномерно: местами образуют скопления, в других же участках наблюдаются только одиночные их тела¹. Размеры тел 100–150 м (иногда более) по простиранию при мощности от первых десятков сантиметров до 6–8 м. В наиболее мощных телах заметно выражено зональное строение, отмечавшееся ранее предыдущими исследователями [19]. Центральные части таких тел сложены почти черным массивным пироксеновым амфиболитом, иногда с реликтовой габбровой структурой, состоящим из плагиоклаза (андезин-лабрадор № 43–50), моноклинного пироксена, небольшого количества обыкновенной роговой обманки и рудного минерала, тогда как периферические их части, представленные более светлым гнейсовидным амфиболитом, помимо плагиоклаза (олигоклаз-андезин № 28–40), обыкновенной роговой обманки и моноклинного пироксена, содержат в разных количествах рудный минерал, гранат, биотит, калиевый полевой шпат, иногда апатит, сфен, кварц.

В маломощных телах основных кристаллосланцев подобная зональность не устанавливается. В этом случае породы обладают гнейсовидной текстурой, сложены плагиоклазом (олигоклаз-андезин № 27–37), роговой обманкой, моноклинным пироксеном, гранатом, биотитом, калиевым полевым шпатом и содержат примесь апатита, сфена, кварца, графита, рутила.

Существенная роль в строении месторождения принадлежит мраморам и кальцифирам, пластовые и линзообразные тела которых имеют мощность от первых метров до 20–30 м, иногда 45–50 м. По данным большого числа термических анализов, выполненных в ИГЕМ АН СССР, на месторождении установлены различные разновидности этих пород по количественному соотношению в них кальцита и доломита. Наиболее широко распространены доломит-кальцитовые и кальцит-доломитовые разности, тогда как монокальцитовые и чисто доломитовые породы встречаются сравнительно редко (рис. 3, кривые 1–5, 10, 11). Для существенно кальцитовых пород характерна примесь диопсида, флогопита, паргасита, скаполита, апатита, иногда форстерита и шпинели, изредка присутствуют плагиоклаз, кварц и калиевый полевой шпат. Кальцит-доломитовые разности пород обычно содержат форстерит, шпинель, флогопит, реже — диопсид и вторичные минералы — клиногумит, тремолит, серпентин.

На месторождении широко распространены мигматиты, причем характерная для них гнейсовидность и полосчатость совпадают в общем с простиранием вмещающих слоистых пород.

Магматические породы встречаются на месторождении повсеместно и представлены главным образом гранитоидами жильной фации. Линзовидные и жильные тела гранит-пегматитов, пегматитов, аплитов сложены часто субщелочными разностями пород, состоящими в основном из микропертита и небольших количеств кварца и диопсида. Встречаются также пегматиты с турмалином (шерл), ортитом, горным хрусталем. Метаморфические породы западного фланга месторождения прилегают по разлому

¹ На геологической схеме (см. рис. 2) мелкие тела основных кристаллосланцев и гранитоидов не показаны.

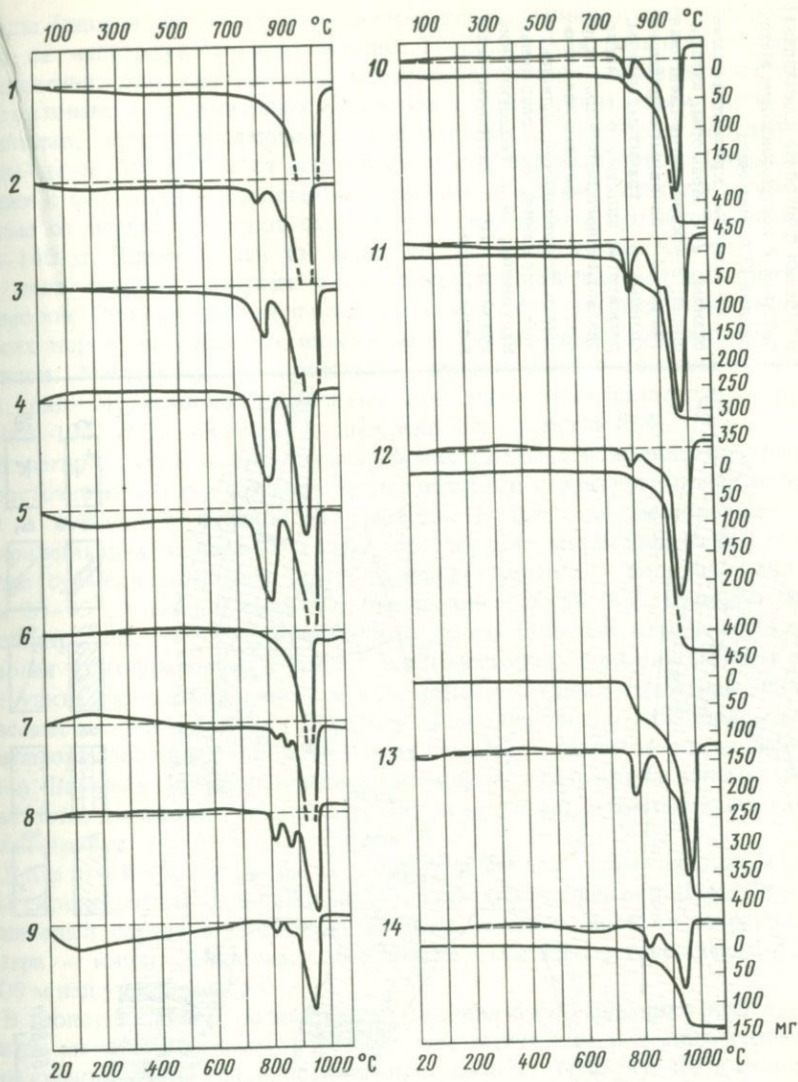


Рис. 3. Термограммы мраморов и кальцифиров

Кривые 1–5, 10, 11 – карбонатные породы Ляджвардаринского месторождения флогопита; кривые 9, 14 – карбонатные породы Даршайского месторождения флогопита; кривые 6–8, 12, 13 – карбонатные породы Абхарвского месторождения флогопита

к небольшой интрузии лейкократовых диопсидовых гранитов, содержащих множество ксенолитов диопсидовых и флогопит-диопсидовых скарнов, часто тремолитизированных. На геологической схеме (см. рис. 2) эта интрузия частично видна лишь в юго-западной части месторождения.

Метасоматические породы, объединяющие флогопитоносные магнезиальные скарны (флогопит-диопсидовые, флогопит-форстеритовые, флогопит-клиногумитовые, шпинель-форстеритовые и др.) и околоскарновые

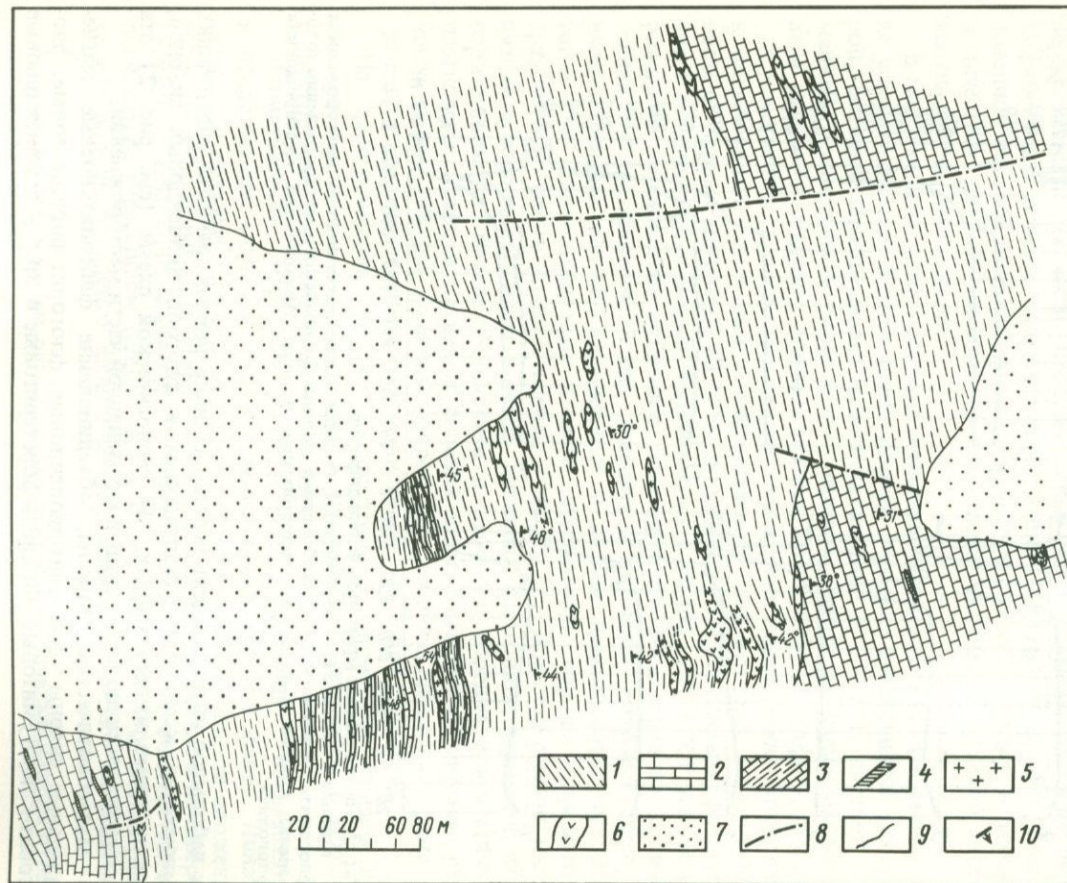


Рис. 4. Схема геологического строения Даршайского месторождения флогопита. Составлена автором с использованием материалов Ю.А. Лихачева

1 — гнейсы, кристаллические сланцы; 2 — мраморы, кальцифиры; 3 — карбонатно-гнейсовая толща; 4 — основные кристаллосланцы; 5 — гранит-пегматиты, пегматиты, аплиты; 6 — магнетиальные флогопитоносные скары; 7 — флювио-гляциальные и делювиально-коллювиальные отложения; 8 — разрывные нарушения; 9 — геологические границы; 10 — элементы залегания пород

породы (диопсид-скаполитовые, диопсид-калишпатовые и др.), распространены на месторождении ограниченно. Геологическая позиция их вполне определена: они залегают или в непосредственных контактах кальцит-доломитовых и доломитовых мраморов с алюмосиликатными породами (гнейсами, кристаллосланцами, гранитоидами), или среди последних, но не далее 50–100 м от магнезиально-карбонатных пород. Скарновые залежи с флогопитом представлены жилами, линзами, штокверками мощностью от первых десятков сантиметров до 3–5 м и протяженностью до 120–140 м. Примечателен тот факт, что практически все наиболее крупные тела скарнов залегают в подошвах пластов кальцит-доломитовых мраморов. Они локализируются обычно в участках мигматизации метаморфических пород, насыщенных инъекциями гранит-пегматитов, аплитов, пегматитов. Месторождение объединяет четыре флогопитоносных участка (см. рис. 2), условно выделенных при проведении разведочных работ в 1940–1941 гг., наиболее крупный среди них — участок № 4.

В региональном плане Ладжвардаринское месторождение приурочено к восточному крылу крупной антиклинальной структуры, ориентированной в субмеридиональном направлении. В пределах месторождения и в прилегающих к нему участках простираение метаморфических пород также субмеридиональное, преобладающее падение — восточное под углом 20–45°, в южной части месторождения — до 50–70°. Породы сильно дислоцированы: по простираению и падению слоистой толщи отмечается пологая их гофрировка, в южной части месторождения они смяты в мелкие узкие складки. Широко распространены будинаж-структуры, причем повсеместно подверглись будинажу тела основных кристаллосланцев (метаморфизованных габбро), в меньшей мере — аплитов и гранит-пегматитов. Дизъюнктивные нарушения фиксируются разрывами, зонами трещиноватости, дробления, милонитизации; преобладает субмеридиональная их ориентировка.

Даршайское месторождение флогопита находится на левом склоне долины р. Вин-Жирав (средняя составляющая р. Дарай-Даршай, впадающей справа в р. Пяндж) в 30 км к северо-востоку от районного центра — кишл. Ишкашим; абсолютные отметки месторождения 4200–4400 м над уровнем моря.

В геологическом строении месторождения преобладающая роль принадлежит метаморфическим породам; магматические и метасоматические образования имеют явно подчиненное значение (рис. 4). По литологическому составу пород метаморфическая толща месторождения отчетливо подразделяется на три пачки (снизу вверх): нижнюю — мраморную, среднюю — гнейсовую, верхнюю — мраморную. Нижняя пачка представлена доломитовыми и доломит-кальцитовыми мраморами, содержащими незначительную примесь форстерита, шпинели, флогопита, графита и вторичных минералов — клиногумита, тремолита, серпентина. В мраморах изредка встречаются небольшие линзовидные согласные тела основных кристаллических сланцев (метаморфизованных габбро?), аналогичных основным кристаллосланцам Ладжвардаринского месторождения флогопита. Видимая мощность пачки ~ 80 м.

Мраморы перекрыты мощной пачкой гнейсов разного состава: в подошве пачки преобладают мигматизированные разности биотитовых и

гранат-биотитовых гнейсов, состоящих из калиевого полевого шпата, плагиоклаза (олигоклаз № 20–28), кварца, биотита, граната и примеси роговой обманки, апатита, пирита; выше по разрезу отмечается чередование маломощных (1–3 м) прослоев гранат-биотитовых гнейсов и флогопит-форстеритовых кальцифиров, которые сменяются толщей мигматизированных биотитовых гнейсов (местами с гранатом), включающих маломощные прослои существенно кальцитовых мраморов, линзы, жилы и неправильные тела диопсидовых пород с флогопитом. Общая мощность гнейсовой пачки ~ 450 м.

Разрез метаморфических пород месторождения венчают мраморы и кальцифиров верхней пачки, налегающие на гнейсы. По составу и соотношению карбонатов это существенно кальцитовые породы. Термический анализ двух типичных образцов форстеритовых кальцифиров показал их доломит-кальцитовый состав со значительным количественным преобладанием кальцита над доломитом (см. рис. 3, кривые 9, 14). Видимая мощность верхней пачки карбонатных пород ~ 150 м.

Толща метаморфических пород района прорвана лейкократовыми гранит-пегматитами, пегматитами, аплитами, слагающими линзовидные и жильные тела. Ориентированные обычно по простиранию пород метаморфического комплекса, они пересекают последние по падению. Размеры тел колеблются в широких пределах, в частности длина — от нескольких десятков сантиметров до 60 м и более при мощности от первых сантиметров до 10–15 м.

Метасоматические породы месторождения представлены флогопитоносными диопсидовыми и форстеритовыми скарнами. Они слагают небольшие линзовидные, жильные и штокверкообразные тела, находящиеся в согласном и секущем залегании по отношению к вмещающим метаморфическим породам. Протяженность тел — от долей метра до нескольких десятков метров при мощности от первых сантиметров до 12–16 м. Как и в случае Ляджвардаринского месторождения, скарны локализируются здесь или в непосредственных контактах мраморов с алюмосиликатными породами, или среди алюмосиликатных пород вблизи кальцит-доломитовых мраморов.

Даршайское месторождение представлено двумя небольшими группами флогопитовых тел. Первая группа, насчитывающая 8 жил, расположена на левом берегу р. Вин-Жирав вблизи ее русла (не далее 30 м). Из них 6 жил залегают в биотитовых гнейсах; одна жила, расположенная в левом борту верховьев р. Вин-Жирав, приурочена к контакту мигматизированных гнейсов с кальцит-доломитовыми мраморами. Восьмая флогопитовая жила находится на правом берегу р. Вин-Жирав в 100–120 м южнее первых шести жил; она залегает в непосредственном контакте линзы гранит-пегматита с кальцит-доломитовым мрамором. Вторая группа флогопитоносных тел (4 жилы) расположена на левом берегу р. Рост-Жирав в 1 км западнее точки слияния рек Вин-Жирав, Рост-Жирав и Амбарку, за пределами района, показанного на рис. 4. Флогопитоносные жилы залегают здесь в гнейсах вблизи контакта их с кальцит-доломитовым мрамором.

В структурном отношении район месторождения представляет собой моноклиналь с общим меридиональным простиранием пород и восточным их падением под углом 30–54°. Породы смяты в серию мелких складок,

оси которых совпадают с общим простиранием метаморфической толщи. Разрывные нарушения, установленные на месторождении, ориентированы в субширотном или северо-западном направлениях. Преобладает меридиональная трещиноватость пород, контролирующая размещение гранит-пегматитовых, пегматитовых, аплитовых и магнезиально-скарновых флогопитоносных тел.

Абхарвское месторождение флогопита расположено на левом склоне верховьев долины р. Худуск (средняя составляющая р. Абхарв, впадающей справа в р. Пяндж) в 45–50 км севернее районного центра — кишл. Ишкашим; абсолютные отметки месторождения 4300–4500 м над уровнем моря.

Район месторождения сложен главным образом гнейсами и кристаллосланцами, часто мигматизированными, мраморами и кальцифирами; в подчиненных количествах присутствуют магматические породы (гранит-пегматиты, пегматиты, аплиты); метасоматические образования играют незначительную роль (рис. 5). Толща метаморфических пород месторождения отчетливо делится на две пачки: верхнюю — гнейсово-сланцевую и нижнюю — мраморную.

Верхняя пачка пород представлена в основном биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами и мигматизированными их разновидностями. Биотитовые гнейсы состоят из плагиоклаза (олигоклаз-андезин № 27–38), биотита, кварца, калиевого полевого шпата и примеси апатита, роговой обманки, магнетита. В гранат-биотитовых гнейсах содержание граната достигает 20–25%, в значительных количествах иногда присутствует графит. В мигматизированных разновидностях этих гнейсов заметно больше калиевого полевого шпата и кварца, но меньше плагиоклаза, причем более кислого по составу (олигоклаз № 18–27). В целом на месторождении преобладают лейкократовые разности рассмотренных пород. Довольно широко распространены (пожалуй, больше, чем на других месторождениях) основные кристаллические сланцы, образовавшиеся, как уже отмечалось, за счет метаморфизма габбро, основных эффузивов и их туфов. Они представлены пластовыми и линзовидными телами и локализируются как в гнейсах, так и в мраморах (см. рис. 5). Длина тел до 100–120 м (в мраморах 300–400 м и более), мощность 0,5–3,5 м (до 5–6 м). Залегание — согласное, но в гнейсах, при общем северо-западном их простирании и падении на северо-восток под углом 28–34°, отдельные тела основных кристаллосланцев падают в том же направлении, но более круто ($< \sim 60^\circ$), т.е. находятся в секущем залегании. По минералогическому составу они тождественны основным кристаллосланцам Ляджвардаринского месторождения.

Нижняя пачка метаморфических пород, подстилающая гнейсово-сланцевую толщу, сложена различными по составу мраморами и кальцифирами (шпинелевые, шпинель-форстеритовые, шпинель-клиногумитовые, шпинель-графитовые, флогопит-клиногумитовые, диопсидовые, флюоритовые). Судя по количественному соотношению в них карбонатов, наиболее распространены на месторождении доломит-кальцитовые разновидности, моналкальцитовые редки, чисто доломитовые не встречены (см. рис. 3, кривые 6–8, 12, 13).

Магматические породы представлены на месторождении жильной фацией лейкократовых гранитоидов (гранит-пегматиты, пегматиты, аплиты).

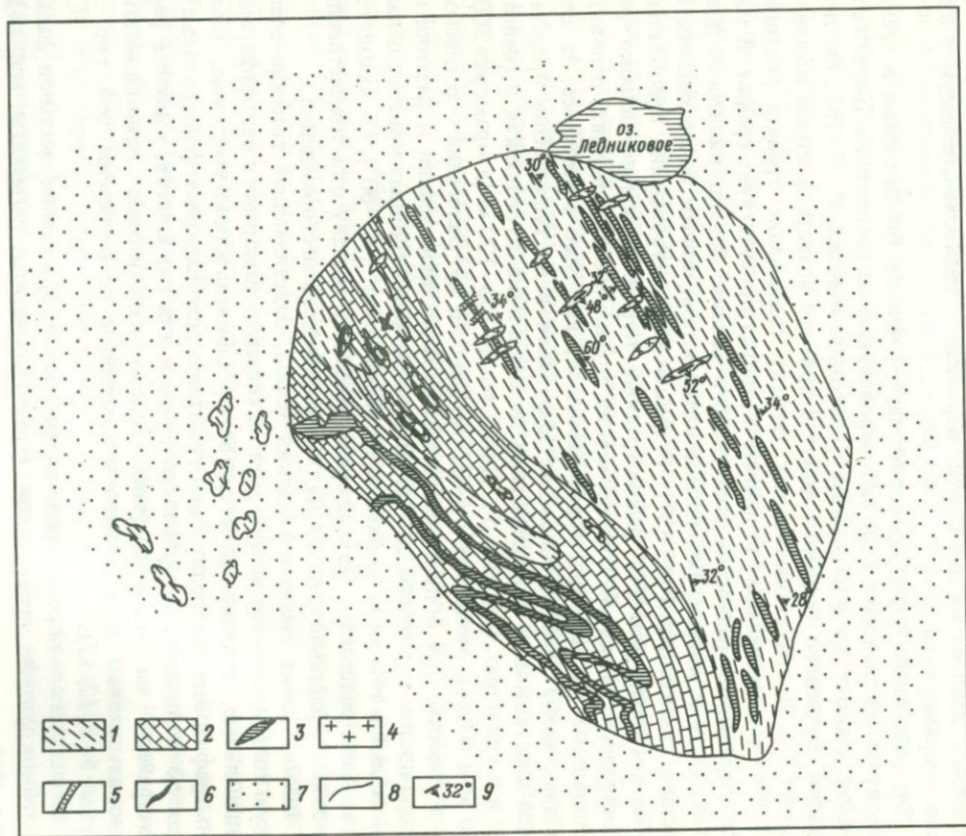


Рис. 5. Схема геологического строения Абхарвского месторождения флогопита. Составлена автором с использованием материалов Ю.А. Лихачева

1 — гнейсы, кристаллические сланцы; 2 — мраморы, кальцифиры; 3 — основные кристаллосланцы; 4 — гранит-пегматиты, пегматиты, аплиты; 5 — кварц-амфиболовые жилы; 6 — магниезальные флогопитоносные скарны; 7 — флювиогляциальные и делювиально-коллювиальные отложения; 8 — геологические границы; 9 — элементы залегания пород

Они сложены на 95% (и более) калиевым полевым шпатом, плагиоклазом (олигоклаз № 18–25) и кварцем; в качестве примеси в них присутствуют биотит, апатит, графит, гранат, магнетит. Размер тел: длина до 110–120 м, мощность от 0,1–0,2 до 3–5 м. Наиболее крупные линзы этих пород приурочены к мраморам и кальцифирам, с которыми они находятся в большинстве случаев в согласном залегании. В гнейсовой толще жилы и линзы гранитоидов мельче и залегание их секущее (простираение северо-восточное, падение на юго-восток под углами 48–52°). Они, как видно из геологической схемы, пересекают тела основных кристаллосланцев, что однозначно определяет их относительные возрастные соотношения. В гнейсах заключены две небольшие крутопадающие жилы молочно-белого кварца с редким актинолитом; длина жил 12–15 м, мощность — не более 0,3–0,4 м. Жилы ориентированы в северо-восточном направлении и секут тела основных кристаллосланцев; возрастные соотношения кварцевых жил с гранитоидами не установлены.

Метасоматические породы, представленные флогопитоносными магнезиальными скарнами (флогопит-форстеритовые, флогопит-диопсидовые, шпинель-форстеритовые, флогопит-форстерит-клиногумитовые) и околоскарновыми породами (диопсид-калишпатовые, диопсид-скаполитовые и др.), распространены ограниченно. Они располагаются исключительно в непосредственных контактах магнезиально-карбонатных пород с гранитоидами и гнейсами; несколько мелких флогопит-форстеритовых жил залегают в биотитовых гнейсах в зоне контакта последних с мраморами. На месторождении известно около 15 линз и жил флогопитоносных скарнов, большинство которых (одиннадцать) имеет небольшие размеры (длина 0,8–2,5 м, мощность 0,1–0,3 м); наиболее крупное тело прослеживается по простираению на 34 м при мощности до 3 м (в раздувах).

Метаморфические породы месторождения смяты в серию лежащих складок, осложненных системами трещин северо-западного и северо-восточного направлений. Трещиноватость накладывается практически на все породы месторождения, что свидетельствует о неоднократности и одновременности ее проявления. Наиболее отчетливо она выражена в гнейсово-сланцевой толще, где к трещинам северо-западного направления приурочены тела основных кристаллосланцев, а с трещинами северо-восточного направления связаны кварцевые жилы и линзы гранитоидов. Явления будинажа на месторождении проявлены ограниченно: блокированию подверглись местами только тела основных кристаллосланцев.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ РАЗМЕЩЕНИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ ФЛОГОПИТОНОСНЫХ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СКАРНОВ

Анализ материалов, собранных при составлении геологических схем флогопитовых месторождений (см. рис. 2, 4, 5), и данных, полученных при изучении условий залегания и строения залежей флогопитоносных скарнов, позволяет считать, что главными геологическими факторами, определяющими их размещение и локализацию, являются следующие.

1. Наличие во вмещающих метаморфических толщах (свитах, горизонтах) магнезиально-карбонатных пород (доломитсодержащих или магне-

зитовых мраморов). Как уже отмечалось выше, все обследованные флогопитопроявления на Юго-Западном Памире приурочены к верхней части разреза горанской свиты, содержащей многочисленные прослои и линзы магнезиально-карбонатных пород. Установлено, что все скарновые флогопитоносные тела залегают или в непосредственных контактах магнезиально-карбонатных пород с алюмосиликатными, или в алюмосиликатных породах, но вблизи магнезиально-карбонатных пород.

2. Интенсивное проявление процессов мигматизации и гранитизации вмещающих метаморфитов и наличие в них обильных инъекций гранит-пегматитов, пегматитов, аплитов. Из приведенного выше описания месторождений видно, что на всех месторождениях региона мигматиты и жильные гранитоиды распространены действительно широко. При отсутствии их флогопитоносные скарны или не образуются вообще, или фиксируются в виде незначительных по масштабам проявлений, представляющих лишь минералого-петрографический интерес.

3. Широкое развитие мелкой складчатости, наличие разломов, зон дробления и трещиноватости, пересекающих контакты между алюмосиликатными и магнезиально-карбонатными породами, что способствует вовлечению в процесс скарнообразования больших масс этих пород.

Необходимо отметить, что перечисленные геологические факторы, определяющие размещение магнезиальных скарнов на Юго-Западном Памире, были сформулированы автором ранее для флогопитовых месторождений Южной Якутии [12]. Дальнейшие исследования показали, что они справедливы и для всех других докембрийских месторождений флогопита, связанных с архейскими гранито-гнейсовыми комплексами пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций [13, 14]. Исключительное постоянство геологической позиции месторождений, отчетливо выраженное в приуроченности их к определенным литологическим горизонтам архейских метаморфических толщ и в пространственной связи с полями мигматизации и гранитизации, представляет закономерность, которая характерна для всех флогопитоносных регионов мира. Так, месторождения Юго-Западного Памира связаны с ляджвардаринской свитой горанской серии; подавляющая часть алданских месторождений в Южной Якутии — с федоровской свитой иенгурской серии; слюдянские — с култукской свитой слюдянской серии; канадские — с гренвиллской серией; мадагаскарские — с андройской системой; северо-корейские — с наннимским и кимчекским метаморфическими комплексами. Изотопный возраст метаморфических толщ этих регионов колеблется, по имеющимся данным, в пределах 3,2–2,5 млрд лет. Общая их особенность заключается в том, что все они интенсивно мигматизированы и включают горизонты метаморфитов, содержащих магнезиально-карбонатные породы, с которыми пространственно и генетически тесно связаны флогопитоносные скарны.

На флогопитовых месторождениях Юго-Западного Памира, аналогично месторождениям Южной Якутии и Южного Прибайкалья, залежи магнезиальных скарнов практически всегда обнаруживают зональное строение. Эта особенность, неизменно устанавливаемая на всех флогопитовых месторождениях упомянутых регионов, характерна также для месторождений других полезных ископаемых, связанных с магнезиальными скарнами,

как абиссальной, так и мезо- и гипабиссальной фаций глубинности. Различным проблемам зональности скарнов посвящена обширная литература, поскольку разнообразие ее характера, особенности состава зон и минеральных парагенезисов имеют первостепенное значение для познания условий образования как самих скарнов, так и связанного с ними оруденения.

Зональность флогопитоносных скарнов Юго-Западного Памира изучена пока недостаточно и освещена в публикациях неполно. Вместе с тем минералогические ее типы и некоторые особенности рассматривались ранее в работах автора и других исследователей [7, 13, 14]. Было показано, что по характеру соотношений магнезиальных скарнов с гранитоидами и по времени образования в них флогопита выделяются две разновозрастные их группы, формировавшиеся в магматическую и послемагматическую стадии. Различия между ними, однако, не только по времени формирования. Они отчетливо различаются также генетическими особенностями, минеральными парагенезисами и характером зональности скарновых залежей.

Скарны магматической стадии совпадают по времени образования и генетически связаны с процессами гранитизации. Это наиболее ранние высокотемпературные магнезиальные скарны, представленные бесфлогопитовыми разностями (шпинель-форстеритовые, форстеритовые, энстатитовые и др.). Они образуются главным образом за счет замещения магнезиально-карбонатных пород и слагают линзовидные или неправильные по форме тела мощностью от первых десятков сантиметров до 8–12 м и протяженностью в десятки метров. Залежи приурочены преимущественно к непосредственным контактам магнезиально-карбонатных пород с гранитоидами, иногда с мигматизированными гнейсами. Главные минералы скарнов и околоскарновых пород: форстерит, шпинель (плеонаст), клинопироксен (диопсид-салит), энстатит, плагиоклаз (андезин, лабрадор), кальцит. Установлены следующие типы зональности скарнов (в обобщенном виде)¹:

Гранитоид, мигматит	$Пл + Пл$	$Шп + Фл$	$Фл + Ка \pm Шп \pm Дол$ (кальцифир)	Мрамор (Дол, Мг)
То же	$Пл + Пл$	$Шп + Фл$	$Фл \pm Ка$	$Фл + Ка \pm Шп \pm Дол$ (кальцифир) Мрамор (Дол, Мг)
Мигматизированный гнейс	$Пл + Пл$	$Шп + Пл$	$Шп + Фл$	$Ка + Фл \pm Шп \pm Дол$ (кальцифир) $Шп + Пл$ $Пл + Пл$ Гнейс, кристаллосланец

Приведенные метасоматические колонки зон отражают идеальные случаи строения скарновых залежей, когда присутствуют все зоны скарнов и околоскарновых пород. В реальных же условиях по разным причинам

¹ Здесь и далее приняты следующие условные обозначения минералов: Дол – доломит, Ка – кальцит, Кл – клиногумит, Кпш – калиевый полевой шпат, Мг – магнезит, Парг – паргасит, Пл – моноклинный или ромбический пироксен, Пл – плагиоклаз, Ск – скаполит, Фл – флогопит, Фл – форстерит, Хонд – хондрит, Шп – шпинель.

некоторые зоны или выпадают из зональности, или появляются дополнительные. Существенное влияние на характер строения зональности и парагенезисы минералов оказывает состав магнезиально-карбонатных пород. Например, апомагнезитовые залежи сложены обычно форстеритовыми скарнами; в них почти всегда отсутствуют диопсидовые (салитовые) их разности и околоскарновые кальцифиры. Отсутствует также в большинстве случаев и зона пироксен-плагиоклазовой околоскарновой породы, но это, видимо, в большей мере обусловлено наложением на скарны магматической стадии различных постмагматических процессов, которые часто приводят к глубокому изменению минерального состава скарнов, сильно затушевывают и изменяют первичную зональность скарновых тел. В аподолмитовых скарновых залежах преобладающая роль принадлежит также форстеритовым разностям скарнов, что, возможно, обусловлено повышенной концентрацией магния в скарнирующих растворах в связи с гранитизацией больших масс магнезитов. Шпинель-диопсидовые (салитовые) скарны магматической стадии на памирских месторождениях флогопита очень редки. Эти особенности существенно отличают памирские месторождения от южноякутских, в которых преобладают шпинель-диопсидовые (салитовые) скарны¹.

Постмагматические магнезиальные скарны образуются позже скарнов магматической стадии. Геологическая позиция их определяется приуроченностью залежей к контактам магнезиально-карбонатных пород с алюмосиликатными и нахождением среди алюмосиликатных пород на некотором удалении (десятки и первые сотни метров) от магнезиально-карбонатных пород. Скарны образуются за счет замещения гнейсов, кристаллических сланцев и магнезиально-карбонатных пород; скарнируются также граниты, гранит-пегматиты, аплиты и мигматиты, что указывает на постмагматическое время их образования. Характерны жильные, линзовидные и штокверкообразные тела мощностью от первых сантиметров до 14–16 м и протяженностью до 160–180 м. Главные минералы скарнов и околоскарновых пород: пироксен (диопсид, салит), флогопит, форстерит, скаполит (дипир, мицзонит), паргасит, шпинель, клиногумит, калиевый полевой шпат, кальцит, апатит, хондродит. Как видно, минеральный состав постмагматических скарнов отличается от скарнов магматической стадии отсутствием плагиоклаза и энстатита, наличием в них флогопита, скаполита, паргасита, калиевого полевого шпата, клиногумита и других минералов. Строение скарновых залежей зональное, но в отличие от скарнов магматической стадии более сложное. Для них характерно существенное разнообразие типов зональности и минеральных парагенезисов. Установлены следующие разновидности зональности магнезиальных скарнов (в обобщенном виде):

1. Алюмо- силикатная порода	$Pu + K_{ши}$	$Pu + C_{ск}$	$Pu +$ $+ Парг$	$Fl +$ $+ Pu \pm$ $\pm Ka$	$Pu \pm$ $\pm Ka$	$Фo + Ka \pm$ $\pm Дол$ (кальцифир)	Мрамор (Дол)
-----------------------------------	---------------	---------------	--------------------	----------------------------------	----------------------	---	-----------------

¹ На южноприбайкальских (слюдяных) месторождениях флогопита магнезиальные скарны магматической стадии достоверно не установлены и выделяются условно. Шпинель-форстеритовые, форстеритовые или шпинель-диопсидовые скарны здесь практически отсутствуют.

2. То же	$\begin{vmatrix} \text{Пи} + \\ + \text{Кпш} \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} \text{Пи} + \text{Ск} \\ + \text{Ка} \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} \text{Фл} + \\ + \text{Пи} \pm \\ \pm \text{Ка} \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} \text{Фл} + \\ + \text{Фо} \pm \\ \pm \text{Ка} \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} \text{Фо} \pm \\ \pm \text{Ка} \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} \text{Фо} + \text{Ка} \pm \\ \pm \text{Дол} \\ (\text{кальцифир}) \end{vmatrix}$	Мрамор (Дол, Мг)
3. То же	$\begin{vmatrix} \text{Пи} + \\ + \text{Кпш} \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} \text{Пи} + \text{Ск} \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} \text{Фл} + \\ + \text{Пи} \pm \\ \pm \text{Ка} \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} \text{Фл} + \\ + \text{Фо} \pm \\ \pm \text{Кл} \pm \\ \pm \text{Ка} \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} \text{Фл} + \\ + \text{Кл} \pm \\ \pm \text{Ка} \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} \text{Фо} + \text{Кл} + \\ + \text{Ка} \pm \\ \pm \text{Хонд} \pm \\ \pm \text{Дол} \\ (\text{кальцифир}) \end{vmatrix}$	Мрамор (Дол, Мг)
4. То же	$\begin{vmatrix} \text{Пи} + \\ + \text{Кпш} \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} \text{Пи} + \\ + \text{Ск} \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} \text{Шп} + \text{Пи} \\ + \text{Фо} \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} \text{Фо} + \text{Ка} \pm \text{Шп} \pm \text{Дол} \\ (\text{кальцифир}) \end{vmatrix}$			Мрамор (Дол)
5. То же	$\begin{vmatrix} \text{Пи} + \\ + \text{Кпш} \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} \text{Пи} + \\ + \text{Ск} \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} \text{Шп} + \\ + \text{Фо} \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} \text{Фо} \pm \\ \pm \text{Ка} \end{vmatrix}$	$\begin{vmatrix} \text{Фо} + \text{Ка} \pm \text{Шп} \pm \text{Дол} \\ (\text{кальцифир}) \end{vmatrix}$		Мрамор (Дол, Мг)

Здесь приведены различные типы зональности скарновых залежей, прилегающих непосредственно к магнезиальным мраморам. Двойные вертикальные линии разделяют в них апоалюмосиликатные (слева) и апомагнезиально-карбонатные (справа) зоны метасоматических пород. На месторождениях подобные типы зональности колонок с полным набором зон метасоматических пород крайне редки. В большинстве случаев некоторые зоны пород выпадают из зональности: часто отсутствуют пироксен-калишпатовая или пироксен-паргаситовая, пироксеновая или форстеритовая зоны, а также зоны флогопит-клиногумитового скарна и кальцифира. Не во всех типах зональности присутствует и зона флогопитсодержащего скарна (см. типы зональности 4 и 5).

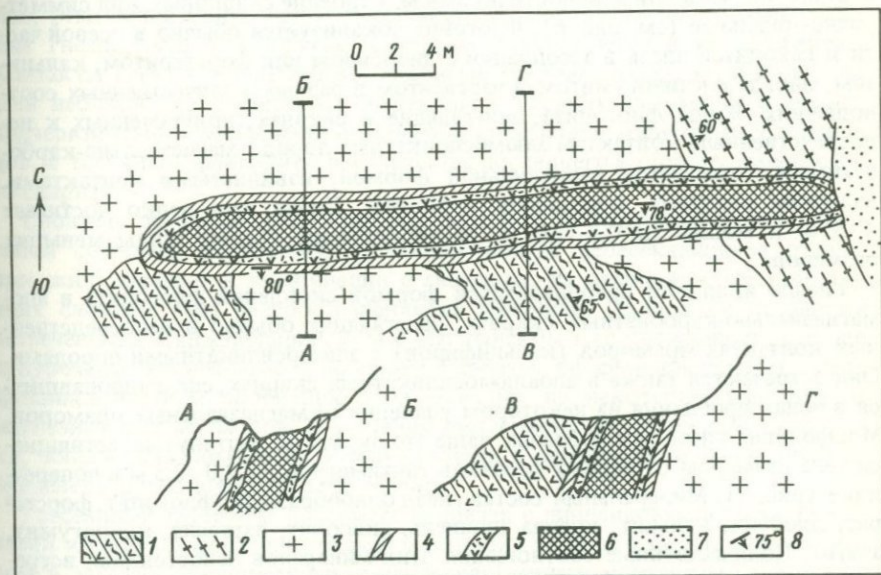


Рис. 6. Строение симметрично-зональной жилы флогопита. Ляджвардаринское месторождение, участок II

1 — пироксен-биотитовый гнейс; 2 — биотит-амфиболовый гнейс; 3 — гранит-пегматиты; 4 — зона нерасчлененных околоскарновых пород (пироксен-калишпатовая, скаполит-диопсидовая); 5 — флогопит-диопсидовый скарн; 6 — жила флогопита с диопсидом, форстеритом, клиногумитом и кальцитом; 7 — делювий; 8 — элементы залегания

В тех случаях, когда скарновые тела залегают в метаморфитах и гранитоидах на некотором удалении от магнезиально-карбонатных пород, они характеризуются симметрично-зональным строением (рис. 6). При этом в каждом конкретном случае последовательность зон метасоматических пород и их минеральные парагенезисы соответствуют апоалюмосиликатной части одного из приведенных типов зональности. Необходимо отметить, что некоторые зоны имеют прерывистый характер (пироксен-калишпатовая, пироксен-скаполитовая, пироксен-паргаситовая). Мощности скарновых зон различны, но практически всегда много больше мощностей зон околоскарновых пород. В среднем 85–95% общей мощности скарновых залежей приходится на собственно скарны и только 5–15% (и менее) — на околоскарновые породы.

МОРФОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ФЛОГОПИТОВЫХ ТЕЛ

Скопления промышленного флогопита образуют в скарнах жилы, гнезда и сложные по форме тела типа штокверков; распространен также рассеянный флогопит.

Жильные тела приурочены большей частью к апоалюмосиликатным скаернам, залегающим в гнейсах и гранитоидах. Они характеризуются сравнительно правильной формой, выдержанной мощностью, четкими и ровными контактами с вмещающими породами. Наиболее крупные жилы достигают в длину 40–45 м при мощности до 3–4 м. Строение скарновых жил симметрично-зональное (см. рис. 6). Флогопит локализуется обычно в осевой части и находится здесь в ассоциации с диопсидом или форстеритом, кальцитом, иногда с клиногумитом и паргаситом в разных количественных соотношениях. Жилы флогопита, залегающие в скаернах, приуроченных к непосредственным контактам алюмосиликатных пород с магнезиально-карбонатными, отличаются неправильной формой, извилистыми контактами, наличием раздувов, пережимов и апофиз. Длина жил редко достигает 4–5 м и мощности 0,8–1,0 м, распространены обычно жилы меньших размеров.

Гнезда являются преобладающей формой скоплений флогопита в апомагнезиально-карбонатных скаернах, залегающих обычно в непосредственных контактах мраморов (кальцифиров) с алюмосиликатными породами. Они встречаются также в апоалюмосиликатных скаернах, сформировавшихся в зонах дробления на некотором удалении от магнезиальных мраморов. Морфология гнезд разнообразна: чаще это округлые, вытянутые, ветвящиеся тела размером от первых десятков сантиметров до 2,0–2,5 м в поперечнике (рис. 7). Минеральный состав гнезд однообразный: флогопит, форстерит, диопсид, кальцит, иногда шпинель, скаполит, паргасит, клиногумит, апатит. Количественные соотношения этих минералов непостоянны: встречаются гнезда кальцит-флогопитовые, кальцит-форстерит-флогопитовые (местами без кальцита), диопсид-флогопитовые с кальцитом или без него, иногда со скаполитом или паргаситом, кальцит-диопсид-форстерит-флогопитовые и т.д. Распределение минералов в пределах гнезд обычно закономерное. Нередко они слагают отдельные мономинеральные участки в различных частях гнезд, сцементированные кальцитом. В отдельных слу-

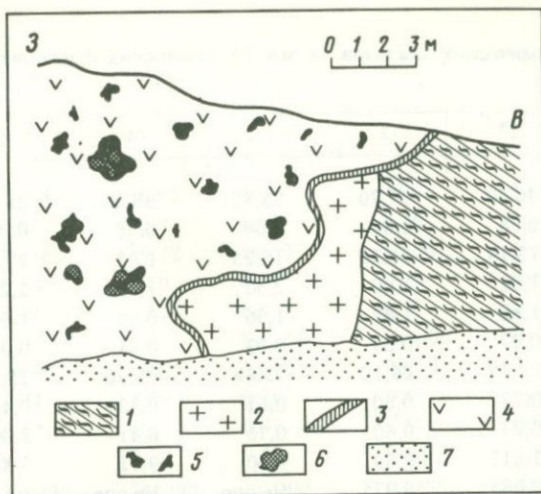


Рис. 7. Гнезда флогопита в диопсидовом скарне, Ляджвардаринское месторождение, участок IV

1 — мигматизированный пироксеновый гнейс; 2 — гранит-пегматит; 3 — зона скаполит-диопсидовой породы; 4 — диопсидовый скарн; 5 — гнезда флогопита (округлые, вытянутые, ветвящиеся) в диопсидовом скарне; 6 — гнезда кальцита в диопсидовом скарне; 7 — осыпь

чаях отмечается приуроченность кальцита и флогопита к центральным частям гнезд, тогда как другие минералы локализуются в их зальбандах. Контакты гнезд с вмещающими скарнами обычно резкие, но в ряде случаев наблюдались постепенные переходы в сторону вмещающего скарна, подчеркиваемые уменьшением размеров кристаллов минеральных индивидов, в том числе флогопита, и количества последнего в сторону вмещающего скарна.

Сложные по форме флогопитовые тела типа штокверков представляют собой сочетание разноориентированных иногда пересекающихся отдельных жил, нередко в комбинации с гнездами. На памирских месторождениях сложные тела распространения не получили. Одиночные их залежи встречены на Ляджвардаринском и Даршайском месторождениях, где они приурочены к апоалюмосиликатным скарнам, сформированным в зонах трещиноватости и дробления и залегающим на некотором удалении от магнезиальных мраморов. В строении жил и гнезд, составляющих штокверки, зональность обычно не обнаруживается и слагающие их минералы распределены в них довольно равномерно.

Рассеянный флогопит повсеместно связан с диопсидовыми, форстеритовыми и шпинель-форстеритовыми скарнами и распространен главным образом в залежах, приуроченных к непосредственным контактам алюмосиликатных пород с магнезиально-карбонатными. По величине кристаллов рассеянный флогопит много мельче жильного и гнездового; размер пластин флогопита обычно не превышает 6—8 см в поперечнике.

Главные минералы флогопитовых тел: флогопит, форстерит, диопсид, скаполит, шпинель, кальцит, иногда паргасит, клиногумит, апатит. Из минералов-примесей, включая вторичные минералы, встречаются тремолит,

Таблица 1

Результаты химических анализов (в мас.%) памирских флогопитов и оптические свойства

Компоненты	1*	2	3	4	5	6	
SiO ₂	40,60	37,20	38,82	38,06	38,22	40,34	
TiO ₂	0,36	0,64	0,68	0,28	0,24	0,60	
Al ₂ O ₃	13,14	16,30	15,25	17,31	17,05	13,72	
Fe ₂ O ₃	1,02	1,60	2,32	1,83	2,20	1,88	
FeO	1,80	1,43	1,36	0,99	1,07	1,21	
MnO	0,07	0,05	0,03	0,01	0,01	0,01	
MgO	27,45	26,10	25,68	25,20	25,76	26,65	
CaO	0,77	0,80	0,61	0,33	0,41	0,38	
Na ₂ O	0,27	0,60	0,73	0,41	1,00	0,81	
K ₂ O	10,11	9,89	9,80	9,91	9,88	10,08	
Rb ₂ O	0,085	0,075	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
H ₂ O ⁻	—	0,88	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	
H ₂ O ⁺	2,80	2,92	1,78	3,95	2,35	1,85	
F	1,80	1,00	3,47	1,50	1,54	2,52	
CO ₂	0,60	0,62	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
BaO	Не опр.	Не опр.	0,55	0,65	0,58	0,49	
Сумма	100,88	100,12	101,08	100,43	100,31	100,54	
-O = F ₂	0,75	0,42	1,45	0,63	0,64	1,05	
Итого	100,13	99,70	99,63	99,80	99,67	99,49	
<i>Ng</i>	1,594	1,592	1,585	1,590	1,590	1,586	
<i>Nm</i>	1,590	1,586	1,579	1,582	1,585	1,579	
<i>Np</i>	1,554	1,553	1,541	1,546	1,547	1,543	
(-) 2 V°	6,5	6	7	5,5	5	7	
<i>f</i> , %	5,0	5,6	6,8	5,4	6,3	5,8	

Расчетные коэффициенты при элементах
кристаллохимической формулы флогопита

K	0,91	0,89	0,89	0,90	0,89	0,91
Na	0,03	0,07	0,09	0,05	0,13	0,11
Ba	—	—	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,05	0,06	0,04	0,02	0,03	0,02
	0,99	1,02	1,03	0,98	1,06	1,05
Mg	2,88	2,78	2,73	2,69	2,70	2,81
Mn	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Fe ²⁺	0,10	0,08	0,07	0,05	0,06	0,07
Fe ³⁺	—	0,08	0,12	0,09	0,12	0,09
Al ^{VI}	—	0,02	0,04	0,15	0,10	—
Ti	0,01	0,03	0,04	0,01	0,01	0,03
	2,99	2,99	3,00	2,99	2,99	3,00
Si	2,86	2,67	2,77	2,70	2,69	2,85
Al ^{IV}	1,14	1,33	1,23	1,30	1,31	1,15

7	8	9	10	11	12	13
39,78	39,68	38,82	40,94	42,02	42,34	42,30
0,11	0,52	0,28	1,00	0,36	0,40	0,06
18,79	16,86	18,72	16,50	15,36	14,56	14,64
1,23	0,60	0,80	0,13	0,32	0,46	0,02
0,32	1,32	0,42	0,38	0,37	0,20	Не обн.
0,02	0,03	Сл.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
25,48	26,05	26,03	28,46	28,50	29,24	29,66
0,75	0,74	1,06	0,30	0,46	0,24	0,53
0,94	0,42	0,57	0,89	0,65	0,87	0,33
9,15	9,45	8,86	9,82	9,98	9,46	9,89
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,24	0,13	0,25	0,16
2,50	2,80	4,00	0,51	0,22	0,19	0,25
1,30	1,54	0,80	0,84	2,14	2,33	3,37
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сл.	0,15	Не обн.	0,11	0,12	0,12	0,11
100,37	100,16	100,36	100,12	100,63	100,66	101,32
0,54	0,64	0,34	0,35	0,89	0,97	1,41
99,83	99,52	100,02	99,77	99,74	99,69	99,91
1,595	1,589	1,589	1,585	1,586	1,588	1,584
1,588	1,584	1,582	1,580	1,581	1,583	1,578
1,551	1,547	1,543	1,542	1,544	1,545	1,540
10	3,5	6	5	7	7	5
2,8	3,9	2,4	1,0	1,3	1,2	0,0

Расчетные коэффициенты при элементах
кристаллохимической формулы флогопита

0,82	0,84	0,77	0,84	0,86	0,82	0,85
0,12	0,05	0,07	0,11	0,09	0,11	0,04
Не обн.	0,005	Не обн.	0,004	0,004	0,004	0,004
0,05	0,05	0,07	0,02	0,03	0,02	0,04
0,99	0,94	0,91	0,97	0,98	0,95	0,93
2,65	2,74	2,70	2,85	2,87	2,94	2,99
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
0,01	0,07	0,02	0,02	0,02	0,02	"
0,05	0,01	0,04	0,01	0,02	0,02	"
0,28	0,16	0,23	0,06	0,06	0,01	0,02
—	0,02	0,01	0,05	0,02	0,02	0,004
2,99	3,00	3,00	2,99	2,99	3,01	3,01
2,75	2,77	2,70	2,75	2,84	2,85	2,86
1,25	1,23	1,30	1,25	1,16	1,15	1,14

Таблица 1 (окончание)

Компоненты	1*	2	3	4	5	6
ОН	1,33	1,67	1,13	1,72	1,65	1,36
F	0,80	0,45	0,78	0,33	0,34	0,56
O	9,87	9,88	10,09	9,95	10,01	10,08

* Номер анализа.

Примечание. 1 — обр. 40/76, флогопит из кальцит-флогопит-форстеритового гнезда в флогопит-форстеритовом скарне. Месторождение Даршайское; 2 — обр. 141/58, флогопит из кальцит-флогопитового гнезда в флогопит-форстеритовом скарне. Месторождение Абхарвское; 3 — обр. 14/57, флогопит из осевой части кальцит-диопсид-флогопитовой жилы в биотитовом мигматите. Месторождение Ляджвардаринское, участок I; 4 — обр. 148/57, флогопит из флогопит-форстеритового скарна. Месторождение Ляджвардаринское, участок III; 5 — обр. 112/57, флогопит из осевой части флогопит-форстеритовой жилы, пересекающей лейкократовые биотит-пироксеновые гнейсы и гранит-пегматиты. Месторождение Ляджвардаринское, участок II; 6 — обр. 165/57, флогопит из кальцит-флогопит-диопсидового гнезда в флогопит-диопсидовом скарне. Месторождение Ляджвардаринское, участок IV; 7 — обр. 36/58, флогопит из флогопит-форстеритового скарна. Месторождение Даршай-

эпидот, циркон, пирит, серицит, гидроокислы железа, флюорит, серпентин (хризотил, лизардит), магнетит, хондродит, доломит. Главные минералы составляют 95—100% объема флогопитовых тел, причем наиболее изучены среди них флогопит, форстерит, диопсид, шпинель, скаполит, кальцит, апатит, серпентин (лизардит). Ниже приводится их характеристика.

Флогопит образует обычно неправильные по форме или шестигранные призматические кристаллы размером от нескольких миллиметров до 0,25—0,3 м в поперечнике; наиболее распространены кристаллы величиной 5—15 см. Цвет памирских флогопитов различный: янтарный, светло-коричневый, бронзовый, серебристый.

Результаты химических анализов флогопита приведены в табл. 1. Сравнение полученных данных с химическим составом флогопитов из месторождений Алдана и Слюдянки показывает, что для памирского флогопита характерны повышенные содержания магния, кальция, натрия, фтора и пониженные — железа, титана, марганца, бария (табл. 2). Спектроскопическое изучение памирских флогопитов из различных месторождений (более 30 образцов) выявило постоянное присутствие в них галлия, ванадия, меди, циркония и стронция. Их источником являются в основном алюмосиликатные породы, участвующие в процессе формирования флогопитоносных скарнов. Этот вывод подтверждается результатами спектрального исследования скарнируемых пород (гнейсов, мигматитов, гранитоидов и др.), в которых установлено присутствие упомянутых элементов.

Изучение оптических свойств памирских флогопитов подтвердило известную зависимость их от химического состава. Показатели преломления определялись на рефрактометре в натриевом свете с точностью $\pm 0,002$; угол оптических осей измерялся на федоровском столике с помощью длиннофокусного объектива и специального конденсора с точностью $\pm 1^\circ$. (см. табл. 1). По имеющимся данным [7, 11, 15, 16], памирские флогопиты имеют наименьшие показатели преломления по сравнению с флогопитами Алдана и Слюдянки, что обусловлено пониженными содержаниями

7	8	9	10	11	12	13
1,62	1,69	1,86	1,93	1,56	1,61	1,39
0,28	0,34	0,17	0,17	0,45	0,49	0,72
10,10	9,97	9,97	9,90	9,99	9,90	9,89

ское; 8 — обр. 55/58, флогопит из кальцит-диопсид-флогопитовой жилы с форстеритом в биотитовом гнейсе. Даршайское месторождение; 9 — обр. 122/58, флогопит из форстерит-флогопитового скарна. Абхарвское месторождение; 10 — обр. 6/58, флогопит из флогопит-форстерит-кальцитового гнезда в флогопит-форстеритовом скарне. Месторождение Даршайское; 11 — обр. 22/59, флогопит из кальцит-флогопит-диопсидового гнезда в флогопит-диопсидовом скарне. Ляджвардаринское месторождение, участок IV; 12 — обр. 238/57, флогопит из флогопит-диопсидового скарна. Даршайское месторождение; 13 — обр. 11/59, флогопит из флогопит-форстеритового с клиногумитом скарна. Абхарвское месторождение. Анализы 1—9 заимствованы из [15, 16]. Химические анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР, аналитики: 1,2 — О.Г. Унанова, 3—13 — М.Г. Замуруева.

в них железа и титана и повышенными — магния и фтора. Эти особенности химического состава памирских флогопитов определяют высокие их электротехнические свойства и повышенную термостойкость, что неоднократно отмечалось в литературе [4, 11, 13—16]. Рентгеновский анализ памирских флогопитов (табл. 3) показал близость их к эталонному образцу американского флогопита [21]. Немногочисленные минеральные включения в кристаллах флогопита представлены мельчайшими зернами диопсида, форстерита, кальцита, реже — апатита, шпинели, скаполита; газово-жидкие включения очень редки.

Вторичные изменения памирских флогопитов — механические и химические. Механические распространены широко и выражаются в трещиноватости, гофрировке, волнистости и перетирании кристаллов. Химические изменения флогопита очень редки. Здесь пока не встречены вермикулитизированные разности флогопита, наблюдавшиеся автором и на алданских, и на слюдянских месторождениях. Вместе с тем на Абхарвском месторождении в осевой части одного жильного тела флогопит-форстеритового скарна мощностью около 1 м, залегающего в биотитовых гнейсах, автором обнаружены серпентинизированные скарны, причем серпентинизации подвергся как форстерит, замещаемый волокнистым хризотилом, так и флогопит, преобразуемый в пластинчатый лизардит, относящийся к широко распространенной политипной модификации 1T и к новой, впервые обнаруженной, политипной модификации 2H₁ [17]. По совокупности полученных данных, лизардитизация флогопита обусловлена гидротермальным его преобразованием, имевшим место, по-видимому, на завершающей стадии формирования флогопитового месторождения в условиях пониженных температур.

Диопсид распространен главным образом в флогопитовых телах Ляджвардаринского и Даршайского месторождений. Образует зернистые массы в ассоциации с другими минералами, иногда встречается в виде отдельных кристаллов или их сростков — друз. Размер кристаллов колеблется от пер-

Таблица 2

Средние содержания компонентов в флогопитах Юго-Западного Памира, Южного Прибайкалья, Южной Якутии (в мас. %)

Компоненты	Юго-Западный Памир (18)	Южное Прибайкалье (44)	Южная Якутия
SiO ₂	39,38	39,27	38,24
TiO ₂	0,43	0,86	0,51
Al ₂ O ₃	16,32	16,08	16,44
Fe ₂ O ₃	1,17	1,09	2,61
FeO	1,03	2,72	2,33
MnO	0,03	0,06	0,04
MgO	26,29	24,46	24,32
CaO	0,64	0,09	0,24
BaO	0,37	0,77	0,97
Na ₂ O	0,64	0,42	0,31
K ₂ O	9,52	9,44	9,66
H ₂ O ⁺	2,81	2,98	2,27
H ₂ O ⁻	0,11	0,28	0,37
F	2,14	1,10	1,92
<i>f</i>	3,6	7,6	9,1

Примечание. В скобках — число химических анализов, по которым рассчитаны средние содержания компонентов; *f* — общая железистость флогопита (в %).

вых миллиметров до 25–30 см (по оси *c*). Цвет минерала светло-серый или светло-зеленый.

Химический состав диопсида приведен в табл. 4. Минерал маложелезистый; содержание глинозема низкое, за исключением образцов 41/58 и 164/57, в которых количество Al₂O₃ достигает соответственно 3,79 и 3,43%. Подмечено, что повышенные содержания глинозема характерны для пироксенов из апоалюмосиликатных магнезиальных скарнов.

Помимо основных компонентов, определенных в диопсидах химическими анализами, спектроскопическое изучение 12 образцов показало присутствие в них тех же акцессорных элементов, что и в флогопитах, а именно галлия, ванадия, меди, циркония и стронция.

Оптические свойства диопсидов колеблются в незначительных пределах. Определения показателей преломления проводились в иммерсионных жидкостях и только для анализируемых образцов. Получены следующие результаты:

Обр. 166/57: $Ng' = 1,697 \pm 0,003$, $Np' = 1,667 \pm 0,003$, (+) $2V = 59^\circ$.

Обр. 167/57: $Ng' = 1,702 \pm 0,003$, $Np' = 1,671 \pm 0,003$.

Обр. 41/58: $Ng' = 1,698 \pm 0,003$, $Np' = 1,670 \pm 0,003$, (+) $2V = 60^\circ$.

Обр. 164/57: $Ng' = 1,701 \pm 0,003$, $Np' = 1,672 \pm 0,003$.

Обр. 9/58: $Ng' = 1,703 \pm 0,003$, $Np' = 1,671 \pm 0,003$.

Обр. 124/58: $Ng' = 1,696 \pm 0,003$, $Np' = 1,664 \pm 0,003$.

Низкие показатели преломления указывают на малую железистость

Таблица 3

Рентгенограммы флогопитов Юго-Западного Памира (Fe-излучение; $2R = 57,3$; $d = 0,3$ мм)

Номер линии	Эталонный образец флогопита по [21]		112/57		165/57	
	I	d	I	d	I	d
1	10	10,00	10	9,99	10	10,36
2	2	5,02	2	5,12	2	5,87
3	4	4,57	2	4,64	3	5,02
4	4	3,67	3	4,17	3	4,26
5	10	3,35	5	3,70	5	3,70
6	2	3,13	10	3,33	10	3,33
7	2	2,89	1	3,15	2	3,27
8	8	2,62	1	2,98	2	2,98
9	4	2,510	5	2,91	5	2,91
10	8	2,435	1	2,74	5	2,62
11	2	2,280	6	2,573	5	2,514
12	8	2,175	6	2,514	5	2,437
13	8	1,998	5	2,437	1	2,297
14	2	1,906	1	2,394	6	1,176
15	2	1,742	1	2,216	1	2,102
16	8	1,669	7	1,176	8	2,002
17	9	1,533	2	2,102	5	1,941
18	2	1,475	10	2,008	3	1,843
19	2	1,432	3	1,941	10	1,670
20	6	1,358	2	1,843	10	1,535
21	2	1,333	1	1,701	1	1,507
22	4	1,305	10	1,670	1	1,476
23	—	—	10	1,535	2	1,433
24	—	—	1	1,500	9	1,358
25	—	—	1	1,476	2	1,324
26	—	—	1	1,433	2	1,308
27	—	—	10	1,362	2	1,255
28	—	—	2	1,324	2	1,220
29	—	—	2	1,308	2	1,196
30	—	—	2	1,255	5	1,117
31	—	—	2	1,220	4	1,083
32	—	—	2	1,129	4	1,061

Примечание. Обр. 112/57 — флогопит из осевой части форстеритовой жилы, залегающей в алюмосиликатных породах. Ляджвардаринское месторождение, участок II; обр. 165/57 — флогопит из кальцит-флогопит-диопсидового гнезда в флогопит-диопсидовом скарне. Ляджвардаринское месторождение, участок IV. Анализы выполнены в рентгеновской лаборатории ИГЕМ АН СССР.

диопсидов, что хорошо увязывается с результатами их химических анализов.

Включения в диопсидах представлены чешуйками флогопита, зернами кальцита и апатита. Вторичные изменения представлены тремолит-актинолитом, замещающим иногда полностью довольно крупные кристаллы диопсида.

Таблица 4

Химические анализы диопсидов из флогопитовых тел (в мас.%)

Компо- ненты	1*	2	3	4	5	6
SiO ₂	54,31	53,55	51,32	52,64	54,65	53,71
TiO ₂	0,10	Сл.	0,10	0,22	0,10	Сл.
Al ₂ O ₃	1,05	0,41	3,79	3,43	0,75	0,37
Fe ₂ O ₃	0,36	1,17	0,46	1,65	0,62	1,49
FeO	0,94	0,86		0,91	1,52	Сл.
MnO	0,09	0,03	0,04	0,06	0,08	"
MgO	17,81	18,10	16,61	14,66	15,89	19,00
CaO	24,51	25,15	25,01	24,87	25,31	24,04
K ₂ O	0,38	0,34	0,67	0,38	0,15	0,71
Na ₂ O						
H ₂ O ⁻	0,17	0,28	0,42	0,56	0,42	Не обн.
H ₂ O ⁺	0,45	0,36	—	0,20	0,32	0,84
CO ₂	Не опр.	Не опр.	1,76	Не опр.	Не опр.	Не опр.
F	"	"	Не опр.	0,46	Не обн.	"
Сумма	100,17	100,25	100,18	100,04	99,81	100,16
—O = F ₂	—	—	—	0,19	—	—
Итого	100,17	100,25	100,18	99,85	99,81	100,16

* Номер анализа.

Примечание. 1 — обр. 166/57, крупнокристаллический диопсид из кальцит-диопсид-флогопитового гнезда в флогопит-диопсидовом скарне. Ляджвардаринское месторождение, участок IV; 2 — обр. 167/57, мелкокристаллический диопсид из кальцит-флогопитовой жилы в флогопит-диопсидовом скарне. Ляджвардаринское месторождение, участок IV; 3 — обр. 41/58, крупнокристаллический диопсид из кальцит-флогопит-диопсидовой жилы в биотитовом гнейсе. Даршайское месторождение; 4 — обр. 164/57, мелкокристаллический диопсид из зальбанда кальцит-диопсид-флогопитового гнезда в апогранитовом флогопит-диопсидовом скарне. Ляджвардаринское месторождение, участок IV; 5 — обр. 9/58, мелкокристаллический диопсид из флогопит-диопсидового скарна (флогопит вкрапленный). Даршайское месторождение; 6 — обр. 124/58, мелкокристаллический диопсид из флогопит-диопсидового скарна (флогопит вкрапленный). Абхарвское месторождение. Химические анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР, аналитик М.Г. Замуруева.

Форстерит является главным минералом большинства флогопитовых тел. Образует сплошные зернистые массы или неправильные несколько удлиненные овальные кристаллы, часто призматические толстотаблитчатые, иногда с хорошей огранкой. Цвет минерала зеленовато-оранжевый, желтый или светло-зеленый. Размер кристаллов от нескольких миллиметров до 30 см и более (по наибольшему измерению).

Химический состав форстерита приведен в табл. 5, из которой видно, что минерал относится к маложелезистым разностям. Наличие в анализах CaO и CO₂ связано с присутствием в минерале примеси кальцита в виде тонкозернистой вкрапленности, исключить которую при отборке материала на химический анализ было практически невозможно. В обр. 103/59 установлено некоторое количество фтора (0,95%) и воды (0,88%), что

Таблица 5

Химические анализы форстеритов из флогопитовых тел (в мас. %)

Компоненты	1*	2	3	Компоненты	1*	2	3
SiO ₂	38,33	38,52	41,09	Na ₂ O	0,21	0,42	0,52
TiO ₂	0,32	He обн.	He обн.	H ₂ O ⁺	0,88	He обн.	0,20
Al ₂ O ₃	0,65	0,40	0,66	H ₂ O ⁻	He обн.	0,60	He обн.
Fe ₂ O ₃	0,84	1,20	1,51	F	0,95	He обн.	"
FeO	2,24	2,96	2,27	CO ₂	1,09	2,84	0,70
MnO	0,14	0,31	0,09	Сумма	100,34	99,96	99,88
MgO	51,84	49,65	50,11	-O = F ₂	0,40	—	—
CaO	2,65	3,06	2,59	Итого	99,94	99,96	99,88
K ₂ O	Сл.	Сл.	0,14				

* Номер анализа.

Примечание. 1 — обр. 101/59, крупнокристаллический форстерит из кальцит-диопсид-флогопит-форстеритовой жилы в алломосиликатных породах. Ляджвардаринское месторождение, участок II; 2 — обр. 113/59, крупнокристаллический форстерит из шпинель-кальцит-форстерит-флогопитового гнезда в шпинель-форстеритовом скарне. Ляджвардаринское месторождение, участок III; 3 — обр. 131/58, мелкозернистый форстерит из флогопит-форстерит-шпинелевого скарна (флогопит вкрапленный). Абхазское месторождение. Химические анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР, аналитик М.Г. Замуруева.

свидетельствует о частичном замещении форстерита клиногумитом (в шлифах часто можно видеть структуры замещения форстерита клиногумитом).

Спектроскопическое изучение 20 образцов форстерита показало присутствие почти во всех образцах цинка и меди и отсутствие галлия, ванадия, стронция и циркония — обычных аксессуарных элементов для флогопитов и диопсидов.

Оптические свойства форстерита определялись в нескольких образцах. Для химически анализированных форстеритов определены показатели преломления в иммерсионных жидкостях:

обр. 131/58: $Ng' = 1,675 \pm 0,003$, $Np' = 1,640 \pm 0,003$;

обр. 113/59: $Ng' = 1,669 \pm 0,003$, $Np' = 1,637 \pm 0,003$.

Для других образцов определены следующие константы:

обр. 137/58: $Ng' = 1,677 \pm 0,003$, $Np' = 1,638 \pm 0,003$;

обр. 136/58: $Ng' = 1,676 \pm 0,003$, $Np' = 1,641 \pm 0,003$;

обр. 92/57: $(n) 2V = 84^\circ$.

Полученные данные указывают на низкую железистость форстерита, что находится в соответствии с результатами химических анализов этого минерала.

Минеральные включения представлены зернами диопсида, флогопита, кальцита, шпинели. Вторичные изменения форстерита разнообразны: замещается флогопитом в стыках со шпинелью, клиногумитом, тремолитом в стыках с кальцитом, серпентином (хризотилом).

Скаполит в флогопитовых телах довольно редок, но иногда образует

Таблица 6

Химические анализы скаполитов из флогопитовых тел (в мас. %)

Компо- ненты	1*	2	Компо- ненты	1*	2	Компо- ненты	1*	2
SiO ₂	52,57	51,67	MgO	0,42	1,98	SO ₃	0,11	0,16
TiO ₂	0,06	0,02	CaO	11,17	11,62	CO ₂	1,16	Не опр.
Al ₂ O ₃	24,13	22,06	K ₂ O	0,76	0,88	F	0,31	Сл.
Fe ₂ O ₃	0,40	3,39	Na ₂ O	7,58	6,63	Сумма	99,64	99,80
FeO		0,88	H ₂ O ⁻	0,27	0,16	-O=F ₂	0,13	—
MnO	Сл.	0,01	H ₂ O ⁺	0,70	0,34	Итого	99,51	99,80

* Номер анализа.

Примечание. 1 — обр. 17/57, скаполит из диопсид-флогопитовой жилы в пегматите. Ляджвардаринское месторождение, участок I; 2 — обр. 99/58, скаполит из скаполит-диопсид-флогопитовой жилы в пегматите. Абхазское месторождение. Химические анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР, аналитик М.Г. Замуруева.

Таблица 7

Химические анализы шпинели из флогопитовых тел (в мас. %)

Компо- ненты	1*	2	Компо- ненты	1*	2	Компо- ненты	1*	2
			FeO	1,27	3,20	Na ₂ O	—	—
SiO ₂	—	—	MnO	0,06	0,10	K ₂ O	—	—
TiO ₂	—	—	MgO	27,18	25,72	H ₂ O ⁻	—	—
Al ₂ O ₃	71,46	69,58	CaO	—	—	H ₂ O ⁺	—	—
Fe ₂ O ₃	—	1,16	ZnO	0,24	0,22	Сумма	100,21	99,98

* Номер анализа.

Примечание. 1 — обр. 131/58, шпинель из форстерит-флогопитового скарна. Абхазское месторождение; 2 — обр. 147/57, шпинель из кальцит-форстерит-флогопитового скарна. Ляджвардаринское месторождение, участок III. Химические анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР, аналитик В.А. Молева.

значительные скопления. Встречается в форме радиально-лучистых сростков или в виде сплошных масс, сложенных удлиненными шестоватыми кристаллами. Размер кристаллов колеблется от 1–3 мм до 4–6 см (по длинной оси). Цвет белый, иногда серый, розоватый. Химический состав скаполита приведен в табл. 6. Содержание в анализах K₂O указывает на частичную его серицитизацию, что отчетливо устанавливается и в образцах и в шлифах. По соотношению содержаний CaO и Na₂O оба образца относятся к кислым разностям — дипирам. По содержанию летучих компонентов (CO₂, SO₃, F) скаполиты принадлежат к сульфат-фтор-карбонатным разностям. Спектральным анализом в составе скаполитов установлены свинец, галлий, медь, цирконий и стронций.

Оптические свойства скаполитов определены для химически анализированных образцов 17/57 ($n_0 = 1,561 \pm 0,003$; $n_e = 1,544 \pm 0,003$) и 99/58

($n_o = 1,564 \pm 0,003$; $n_e = 1,540 \pm 0,003$). По известной диаграмме "оптические свойства—химический состав" [5] эти скаполиты отвечают дипирам $\text{Ma}_{35}\text{Me}_{65}$ и $\text{Ma}_{37}\text{Me}_{63}$ соответственно. Минеральные включения представлены диопсидом, кальцитом, флогопитом, иногда апатитом. Вторичные изменения скаполитов выражаются в образовании серицита, флогопита, эпидота, цоизита, кальцита.

Шпинель в флогопитовых телах встречается редко, хотя во вмещающих их магнезиальных скарнах распространена очень широко. Образует хорошо ограниченные кристаллы-октаэдры или встречается в виде округлых неправильных, часто сильно корродированных зерен. Цвет черный. Размер кристаллов от 0,5–2 мм до 2–3 см в поперечнике. Химический состав шпинели приведен в табл. 7. По соотношению железистых и магнезиальных компонентов это маложелезистая магнезиальная шпинель — плеонаст с небольшим содержанием герцининовой и ганитовой составляющих. Спектроскопическое изучение четырех образцов шпинели показало присутствие незначительной примеси галлия, ванадия, меди, кобальта, никеля, хрома и кальция. Для химически анализированного образца 131/58 определен $N = 1,716 \pm 0,003$, что отвечает почти чистой магнезиальной разности шпинели. Определения показателей преломления в других образцах дали близкие результаты (обр. 136/58: $N = 1,715 \pm 0,003$; обр. 147/57: $N = 1,722 \pm 0,003$; обр. 111/59: $N = 1,719 \pm 0,003$). Шпинель замещается флогопитом в стыках с форстеритом и диопсидом.

Кальцит содержится в флогопитовых телах в значительных количествах, иногда это главный минерал (особенно в флогопит-кальцитовых гнездах). Образует сплошные крупнозернистые массы. Цвет белый или оранжевый. В виде включений содержит флогопит, диопсид, форстерит, шпинель, апатит, клиногумит, тремолит.

Апатит не имеет широкого распространения в флогопитовых телах и количественно резко уступает описанным выше минералам. Основные находки этого минерала связаны с Абхарвским месторождением, на других месторождениях района апатит очень редок. Обычно это сплошные массы крупнокристаллического апатита, ассоциирующего с флогопитом, форстеритом, скаполитом и кальцитом. Хорошо ограниченные кристаллы не встречаются. Цвет апатита светло-зеленый, голубовато-зеленый. Химический анализ чисто отобранного апатита (обр. 133/58) из скаполит-флогопит-кальцитового гнезда в флогопит-клиногумит-форстеритовом скарне (Абхарвское месторождение) показал следующие результаты (в мас.%): P_2O_5 — 41,32; SiO_2 — не обн.; CaO — 54,63; SrO — 0,43; TR_2O_3 — 0,20; Fe_2O_3 — 0,30; Al_2O_3 — 0,40; H_2O^+ — 0,24; F — 1,50; Cl — 0,90; неств. ост. — 0,35; сумма: 100,27; $-\text{O} = (\text{F}, \text{Cl})_2 = 0,83$. Итого 99,44. Как видно из анализа, при невысоком содержании в апатите редких земель отмечается повышенное содержание фтора, хлора и воды. Показатели преломления минерала: $n_o = 1,635 \pm 0,003$; $n_e = 1,630 \pm 0,003$. Наблюдавшиеся в апатите минеральные включения представлены скаполитом, флогопитом, кальцитом.

Описанные минералы составляют, как уже отмечалось, 95–100% объема флогопитовых тел, но количественные соотношения между ними самые разнообразные. Встречаются гнезда и жилы, сложенные только флогопитом и кальцитом или флогопитом, форстеритом, кальцитом, нередко — флогопитом, диопсидом, кальцитом, иногда флогопитом.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФЛОГОПИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАЛОЖЕЛЕЗИСТОГО ВЫСОКОФТОРИСТОГО ФЛОГОПИТА

Выявленные закономерности размещения флогопитоносных скарнов на месторождениях Юго-Западного Памира и результаты изучения их метасоматической зональности, морфологии и минерального состава флогопитовых тел указывают на явное сходство условий образования флогопитовых месторождений этого района с месторождениями других районов, особенно Южной Якутии. Вместе с тем для памирских скарнов установлены некоторые генетические особенности, заметно отличающие их от скарнов южно-якутских и южноприбайкальских месторождений. Как уже неоднократно отмечалось, на памирских месторождениях аналогично месторождениям Южной Якутии выделяется две стадии образования скарнов: ранняя — магматическая, генетически связанная с процессами гранитизации магнезиально-карбонатных пород, и поздняя — постмагматическая, обусловленная контактово-реакционным взаимодействием магнезиальных мраморов с прилегающими алюмосиликатными породами под воздействием постмагматических растворов. Было показано, что в стадию гранитизации образуются наиболее высокотемпературные бесфлогопитовые скарны [6, 9, 12—14 и др.]. На Памире они представлены главным образом форстеритовыми разностями (шпинель-форстеритовые, форстеритовые) при подчиненном значении пироксеновых (шпинель-энстатитовые, энстатитовые и др.), тогда как на месторождениях Южной Якутии главную роль играют пироксеновые скарны (шпинель-фассаитовые, шпинель-салитовые и др.), а форстеритовые — имеют резко подчиненное значение. Высокомагнезиальный состав памирских скарнов обусловлен, видимо, широким участием в процессе скарнообразования магнезитовых мраморов, распространенных в этом районе; в Южной Якутии магнезитовые мраморы не известны. Флогопитовое орудование в скарнах магматической стадии является более поздним — наложенным, обусловленным воздействием на них постмагматических растворов повышенной щелочности (по калию). В зависимости от состава воздействующих растворов и температурных условий эти скарны, как показывают наблюдения, нередко подвергаются другим изменениям. В частности, на памирских месторождениях распространена клиногумитизация скарнов, иногда их оталькование и серпентинизация; для южноякутских скарнов, помимо флогопитизации, характерна паргаситизация, иногда скаполитизация, серпентинизация.

Скарны постмагматической стадии — результат непосредственного продолжения скарнообразования магматической стадии на постмагматическом этапе либо продукт самостоятельного процесса, пространственно разобщенный со скарнами магматической стадии. Они формируются при общем понижении температуры, что существенно сказывается на ряде особенностей, прежде всего на характере зональности и минеральном составе скарнов. Из анализа приведенных выше типов зональности следует, что при скарнировании пород одного и того же состава образуются различные по строению и минеральным парагенезисам скарновые тела, в которых флогопит формируется одновременно с другими минералами скарнов и околоскарновых пород и всегда приурочен к определенным скарновым зонам [12—14].

В целом постмагматические скарны Юго-Западного Памира сходны по характеру строения залежей, типам зональности и минеральным парагенезисам со скарнами флогопитовых месторождений Южной Якутии и Южного Прибайкалья, хотя по некоторым особенностям заметно отличаются от них [12–14]. В частности, в скарнах памирских месторождений встречаются парагенезисы флогопита с клиногумитом и хондродитом, не известные пока на якутских и байкальских месторождениях; на памирских месторождениях по сравнению с южноякутскими более широко распространены форстеритовые разности скарнов, практически отсутствующие на месторождениях Южного Прибайкалья; парагенезисы флогопита и пироксена (диопсида, салита) с паргаситом одинаково редки в скарнах памирских и байкальских месторождений, но значительно распространены в месторождениях Южной Якутии; памирские флогопиты отличаются от флогопитов других месторождений пониженным содержанием железа и повышенным — фтора. Эти особенности постмагматических скарнов обусловлены при прочих равных условиях составом пород, участвующих в скарнообразовании, и составом воздействующих на них растворов. Влияние состава пород отчетливо проявляется при формировании магнезиальных скарнов в контактах с доломитовыми и магнезитовыми мраморами. В первом случае образуются обычно клинопироксеновые скарны, во втором — форстеритовые, энстатитовые. Менее заметно влияние состава алюмосиликатных пород, вместе с тем при скарнировании пород с повышенным содержанием железа часто образуются паргаситсодержащие скарны (пироксен-паргаситовые, флогопит-паргасит-пироксеновые), причем минералы этих скарнов всегда несколько более железисты по сравнению с такими же минералами беспаргаситовых скарнов. Влияние состава скарнирующих растворов на характер зональности и минеральный состав скарнов определяющее.

Главная причина разнообразия типов зональности и минеральных парагенезисов постмагматических скарнов, а также различных преобразований последних в ходе скарнового процесса — это непостоянство химических потенциалов вполне подвижных компонентов, прежде всего калия, железа и фтора в воздействующих растворах [6, 9, 12, 14]. На основании анализа диаграммы зависимости минеральных парагенезисов магнезиальных скарнов от химических потенциалов калия и железа, рассчитанной для месторождений Южной Якутии и оказавшейся пригодной для памирских месторождений флогопита, было показано, что бесфлогопитовые парагенезисы ($Шп + Фо$, $Шп + Пи$, $Шп + Парг$) с возрастанием химического потенциала калия сменяются парагенезисами с флогопитом ($Фл + Фо$, $Фл + Пи$, $Фл + Парг$), а повышение активности железа в растворах способствует образованию парагенезисов с паргаситом [12–14].

На месторождениях Юго-Западного Памира флогопитизированные шпидель-форстеритовые скарны встречаются часто, паргаситовые же разности скарнов здесь редки, что, с одной стороны, указывает на невысокое содержание железа в скарнируемых породах, с другой — свидетельствует о пониженной активности этого элемента в воздействующих растворах. Значительное распространение на памирских месторождениях минералов группы гумита и повышенное содержание фтора в флогопите позволяют говорить о существенной роли фтора в формировании постмагматических скарнов. Зависимость минеральных парагенезисов магнезиальных скарнов от химичес-

ких потенциалов фтора и калия показана на диаграмме (рис. 8), рассчитанной ранее для памирских месторождений [14]. Приведенные на ней минеральные парагенезисы отчетливо делятся по щелочности на две группы: парагенезисы пониженной и повышенной щелочности (по калию).

Первая группа характеризуется бесфлогопитовыми парагенезисами, поскольку в условиях пониженной щелочности флогопит не образуется (поля I–III). Для нее типичны парагенезисы шпинели и пироксена с форстеритом (поле I), клиногумитом (поле II) и хондродитом (поле III), формирующиеся при различной, но соответственно возрастающей фтористости растворов.

Вторая группа минеральных парагенезисов, образующихся при повышенной щелочности растворов в условиях широкого диапазона активности фтора, включает, как следует из диаграммы, все парагенезисы с флогопитом (поля IV–VIII). При этом для относительно низкой активности фтора характерен парагенезис $\Phi л + \Phi о$ (поле VIII). Повышение фтористости растворов приводит к неустойчивости форстерита и замещению его клиногумитом; типичным здесь становится парагенезис $\Phi л + К л + П и$ (поле VI). При наиболее высокой химической активности фтора (поле IV) клиногумит неустойчив; для этих условий характерен парагенезис $\Phi л + Х онд + П и$. Таким образом, условиям различной фтористости воздействующих растворов соответствуют разные минеральные образования, занимающие на диаграмме (см. рис. 8) вполне определенное положение. В частности, форстерит характерен только для области A диаграммы (поля I, VII, VIII), соответствующей пониженной и "нормальной" фтористости растворов. В области B упомянутой диаграммы, отвечающей повышенной фтористости растворов, форстерит не образуется, здесь устойчив клиногумит (поля II, V, VI). Наконец, для области B, соответствующей наиболее высокой активности фтора, характерен хондродит (поля III, IV) при отсутствии форстерита и клиногумита.

Изучение памирских скарнов и околоскарновых пород под микроскопом указывает на более позднее образование клиногумита и хондродита по отношению к форстериту. В шлифах хондродит развивается за счет форстерита и клиногумита. Необходимо также отметить неоднократно наблюдавшиеся в флогопите реликты зерен шпинели, а в клиногумите — форстерита. Все это позволяет считать флогопит-клиногумитовые породы относительно поздними образованиями, возникшими на месте более ранних шпинель-форстеритовых скарнов в связи с повышением активности калия и фтора в воздействующих растворах на поздних стадиях формирования флогопитоносных скарнов. Важным представляется нахождение на памирских месторождениях флогопит-клиногумитовых скарнов с диопсидом и кальцитом без видимых реликтов шпинели и форстерита. Эти скарны, по-видимому, не вторичные, а первичные, сформировавшиеся также на поздних стадиях скарнового процесса в условиях повышенной активности фтора в воздействующих растворах.

О повышении концентрации фтора в растворах на поздних стадиях постмагматического скарнообразования свидетельствует не только появление минералов гумитовой группы, но и более высокое содержание этого элемента в краевых частях крупных кристаллов флогопита по сравнению с центральными [14]. Отмечавшаяся выше флюоритовая минерализация в

клиногумитовых мраморах Абхарвского месторождения флогопита также является несомненным показателем высокой фтористости растворов, в условиях которых кальцит неустойчив и замещается флюоритом.

Результаты изучения зональности и минеральных парагенезисов постмагматических скарнов свидетельствуют о длительности процесса их формирования, протекавшего при общем понижении температуры. Этот вывод подтверждается сменой ранних высокотемпературных парагенезисов минералов поздними средне- и низкотемпературными минеральными ассоциациями (имеются в виду отмечавшиеся выше процессы флогопитизации скаполитизации, паргаситизации и серпентинизации скарнов, образование клиногумита по форстериту, хондродита по клиногумиту и фостериту, тремолита по диопсиду и форстериту, а также образование барита, ангидрита, датолита, установленных на месторождениях других регионов). Подобное разнообразие минеральных образований различной температурности обусловлено, по-видимому, эволюцией состава воздействующих растворов от начальных к конечным стадиям процесса постмагматического скарнообразования. На ранних стадиях — в условиях пониженной щелочности и железистости растворов — образуются бесфлогопитовые скарны, иногда с паргаситом (в случае возрастания химического потенциала железа в растворах). На поздних стадиях формирования скарнов происходит повышение концентраций фтора и некоторых других кислотных компонентов в растворах (S, B, Cl), в условиях которых при достаточной активности калия образуются парагенезисы флогопита с клиногумитом и хондродитом, а также некоторые другие минералы, упоминавшиеся выше.

Накопленные к настоящему времени данные по химическому составу памирских флогопитов (см. табл. 1) и из месторождений других регионов показывают, что в пределах одного и того же месторождения или даже его участка встречаются флогопиты с разным содержанием фтора (от десятых долей до 4 мас.% и более). Это свидетельствует о том, что флогопит кристаллизовался при участии растворов различной фтористости. Характерно, что наиболее высокое содержание фтора обнаруживают флогопиты из пород с клиногумитом. Они же обычно характеризуются пониженным содержанием железа, что в определенной мере обусловлено высокой фтористостью воздействующих растворов, поскольку повышенная активность фтора способствует переходу части железа в раствор и выносу его из системы [18]. Таким образом, наиболее ценные маложелезистые высокофтористые флогопиты образуются на поздних этапах формирования флогопитоносных скарнов при повышенной активности фтора в воздействующих растворах в условиях возросшей их кислотности.

ВЫВОДЫ

1. Геологическая позиция флогопитовых месторождений Юго-Западного Памира аналогична месторождениям Южной Якутии и Южного Прибайкалья. Они располагаются в зонах непосредственного контакта алюмосиликатных пород с магнезиально-карбонатными или в прилегающих алюмосиликатных породах вблизи подобных контактов.

2. Постоянная пространственная ассоциация флогопитоносных пород с высокомагнезиальными карбонатными породами (доломиты, магнезиты),

приуроченность их к высокотемпературным полям мигматизации и гранитизации, характер выявленной метасоматической зональности флогопитоносных залежей и особенности их минерального состава указывают на контактово-реакционный генезис флогопитовых месторождений и принадлежность их к формации магнезиальных скарнов.

3. В отличие от месторождений Алдана и Слюдянки, для которых характерны пироксеновые (диопсидовые, салитовые) разности магнезиальных скарнов, на памирских месторождениях распространены форстеритовые скарны (шпинель-форстеритовые, флогопит-форстеритовые), что обусловлено, вероятно, или вовлечением больших масс доломитов в процесс скарнообразования, или участием в этом процессе магнезитов, характерных для метаморфических толщ горанской свиты, вмещающих описанные месторождения.

4. Разнообразие и закономерная смена минеральных парагенезисов и ассоциаций разной температурности в постмагматических флогопитоносных скарнах являются отражением эволюции состава воздействующих растворов, выражающейся в повышении их кислотности от начальных к конечным стадиям скарнового процесса, протекающего при общем понижении температуры.

5. Парагенезисы флогопита с клиногумитом и хондродитом, распространенные на флогопитовых месторождениях Юго-Западного Памира, свидетельствуют о существенной роли фтора в формировании постмагматических флогопитоносных скарнов.

6. Сравнительно низкое содержание железа и повышенное — фтора в памирских флогопитах обуславливает его высокие электрофизические свойства и повышенную термостойкость.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бархатов Б.П. Тектоника Памира. Л.: Изд-во ЛГУ. 1963. 243 с.
2. Буданов В.И. Основные черты истории развития магматизма Памира // Материалы по геологии Памира. Душанбе: Упр. геол. и охраны недр при СМ ТаджССР, 1964. Вып. 2. С. 174—194.
3. Буданова К.Т., Буданов В.И. Юго-Западный Памир — новая провинция гранатсодержащих гипербазитов // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222, № 5. С. 1182—1185.
4. Гольдман И.М., Лейзерзон М.С. Использование плотного маложелезистого флогопита в качестве заменителя мусковита в конденсаторах // Проблемы изучения и развития сырьевой базы слюды, асбеста, талька Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 95—105.
5. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. Т. 4. С. 482.
6. Жариков В.А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 220—302.
7. Киселев В.И. Флогопитовое месторождение Худуск на Юго-Западном Памире // Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат., хим. и геол. наук. 1983. № 3 (89). С. 58—65.
8. Клунников С.И., Попов А.И. Метаморфические толщи Юго-Западного Памира // Тр. Тадж.-Памир. экспедиции АН СССР. 1936. Вып. 69. 102 с.
9. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 335—456.
10. Кухтиков М.О. О возрасте метаморфических толщ Юго-Западного Памира // Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат., хим. и геол. наук. 1983. № 3 (89). С. 38—47.
11. Лашев Е.К. Слюда. Часть I: Свойства слюды. М.: Промстройиздат, 1948. 296 с.

12. *Лицарев М.А.* Генезис флогопитовых месторождений Алдана // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1961. Вып. 67. С. 167.
13. *Лицарев М.А.* Закономерности образования и размещения флогопитовых месторождений СССР // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 6. С. 340–372.
14. *Лицарев М.А.* К проблеме генезиса флогопитовых месторождений докембрия // Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980. С. 79–92.
15. *Лицарев М.А., Белянкина Е.Д.* Сравнительная характеристика химического состава, оптических и физических свойств промышленных флогопитов СССР // О составе и свойствах магнезиально-железистых слюд и продуктов их изменения. М., 1971. С. 4–76. Рукопись деп. в ВИНТИ 19.08.71. № 3381–71 Деп.
16. *Лицарев М.А., Белянкина Е.Д.* О составе и свойствах промышленных флогопитов СССР из месторождений различного типа // Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973. С. 179–191.
17. *Лицарев М.А., Жухлисов А.П., Звягин Б.Б.* Первая находка лизардита 2H_2 // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277, № 1. С. 188–192.
18. *Маракушев А.А., Полин Ю.К.* Об условиях образования белых флогопитов в доломитовых мраморах Алданского щита // Геология и геофизика. 1960, № 8. С. 73–81.
19. *Маслеников В.А.* Докембрийская кристаллическая толща Юго-Западного Памира // Тр. Лаборатории геологии докембрия АН СССР. 1955. Вып. 5. С. 189–254.
20. *Месхи А.М., Буданов В.И., Акрамов М.Б.* и др. Магматизм Памира // Материалы 2-го Среднеазиатского регион. петрогр. совещ. Душанбе: Дониш, 1971. С. 25–27.
21. *Мухеев В.И.* Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.
22. *Мурина Г.А., Хорева Б.Я., Щиголев Н.Д.* Становление и активизация метаморфических серий Юго-Западного Памира по геолого-петрологическим и радиологическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 5. С. 9–17.
23. *Николаев В.А.* Очерк магматической геологии Памира и Дарваза: Науч. итоги Тадж.-Памир. экспедиции АН СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936. С. 328–392.
24. *Пашков Б.Р.* Основные особенности строения массивов древних метаморфических пород Афгано-Памирской области // Геотектоника. 1975. № 5. С. 81–96.
25. *Хорева Б.Я., Блюман Б.Я.* Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии. Л.: Недра, 1974. 216 с.
26. *Хорева Б.Я., Искандерова А.Д., Миркина С.Л., Неймарк Л.А.* Периодизация докембрия Юго-Западного Памира и сопоставление со шкалой докембрия // Определение абсолютного возраста рудных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 301–306.
27. *Хорева Б.Я., Искандерова А.Д., Шергина Ю.П.* Возраст субстрата метаморфических серий Юго-Западного Памира по данным свинцово-изохронного метода // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 8. С. 40–46.
28. *Хорева Б.Я., Мурина Г.А.* Использование радиологических методов для выделения этапов метаморфизма в раннедокембрийских образованиях молодых складчатых областей (на примере Юго-Западного Памира) // Проблемы геохимии и космологии: (Докл. сов. геологов на XXIII сес. Междунар. геол. конгр. в Праге. Проблемы 6 и 13а). М.: Наука, 1968. С. 118–127.
29. *Чиков Б.М.* Сравнительная тектоника срединных массивов в складчатых областях докембрия и фанерозоя // Эволюция тектонических структур, их происхождение и типизация. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1976. С. 19–25.
30. *Шанин Л.Л., Аракелянц М.М., Волков В.Н.* и др. О верхней возрастной границе памирско-шугнанского гранитного комплекса (Юго-Западный Памир) по радиологическим данным // Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ АН СССР за 1971 г. М.: ИГЕМ АН СССР, 1972. С. 62–63.
31. *Шанин Л.Л., Волков В.Н., Аракелянц М.М.* и др. Некоторые закономерности омоложения радиологического возраста горных пород на Юго-Западном Памире // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 4. С. 5–15.

32. Шанин Л.Л., Волков В.Н., Лицарев М.А. и др. Критерии надежности методов радиологического датирования. М.: Наука, 1979. 208 с.
33. Шанин Л.Л., Лицарев М.А., Аракелянц М.М. и др. Результаты радиологического датирования флогопитов Юго-Западного Памира // Неметаллические полезные ископаемые, связанные с магнезиальными комплексами и вулканизмом. М.: Наука, 1978. С. 69–81.

УДК 549.623.59

П.П. ТОКМАКОВ, Л.В. ЗВЕЗДИНСКАЯ

ИЗМЕНЕНИЕ ПАРАМЕТРА c ПРИРОДНЫХ Mg-, Ca-, Na-ФОРМ ВЕРМИКУЛИТА ПРИ РАЗЛИЧНОЙ ВЛАЖНОСТИ СРЕДЫ

Способность вермикулита к ступенчатому уменьшению параметра c в ходе дегидратации при нагревании и соответствующее обратное восстановление его величины в ходе регидратации при охлаждении хорошо известны [1, 3]. В то же время аналогичные процессы, имеющие место в условиях различной влажности среды (при обычных P – T условиях) изучены далеко не достаточно.

Целью работы было исследование поведения типичных и наиболее широко распространенных в природе Mg-, Ca-, Na-форм вермикулита в условиях широкого изменения относительной влажности среды от 0 до 100% при обычных атмосферных P – T условиях — давлении 745–765 мм рт. ст. и температуре 18–25°С.

Монокристалльные пластинки указанного вермикулита, а также их природные смеси, размером 0,4–0,5 см в поперечнике и толщиной около 0,2–0,4 мм от образцов, предварительно изученных химически (табл. 1) и рентгеновски (табл. 2), помещались в эксикатор с относительной влажностью 0, 15, 56, 98 и 100%. Указанная влажность создавалась выдержкой пластинок вермикулита над прокаленным CaCl_2 (относительная влажность 0%) над соответствующими пересыщенными растворами (влажность 15, 56, 98%) и над дистиллированной водой (относительная влажность 100%).

Влажность внутри эксикаторов, а также температура и давление периодически контролировались непосредственными замерами с помощью портативного прибора "Р–Т влажность".

Каждый образец выдерживался в эксикаторе от 3–5 дней до 2–3 месяцев.

После извлечения из эксикатора каждая пластиночка вермикулита быстро устанавливалась и снималась на дифрактометре ДРОН-1. При съемке фиксировались только базальные рефлексы. Время с момента открытия эксикатора до регистрации рефлекса (002) не превышало 3–4 мин. Влажность в помещении, где проходила съемка, составляла 32–35%. Данные первой съемки характеризовали в основном структуру, которую имел образец при влажности эксикатора, где он выдерживался. Это подтверждается тем, что специально проведенное измерение линейной скорости регидратации пластинок вермикулита от краев к их центру при охлаждении

Таблица 1

Кристаллохимические формулы исследованных вермикулитов

Вермикулит	Кристаллохимические формулы вермикулитов
1. Магниевого	$(\text{Mg}_{0,43} \text{Ca}_{0,01})_{0,44} (\text{Mg}_{2,57} \text{Fe}^{2+}_{0,04} \text{Fe}^{3+}_{0,53} \text{Ti}_{0,04})_{2,00} \cdot (\text{Si}_{2,71} \text{Al}_{1,25} \text{Fe}^{3+}_{0,04})_4 \text{O}_{10} (\text{OH}_{1,87} \text{F}_{0,13}) \cdot 4,6 \text{H}_2\text{O}$
2. Кальциевого	$(\text{K}_{0,02} \text{Mg}_{0,00} \text{Ca}_{0,41})_{0,43} (\text{Mg}_{2,73} \text{Fe}^{2+}_{0,06} \text{Al}_{0,19} \text{Ti}_{0,02})_{2,00} \cdot (\text{Si}_{2,80} \text{Al}_{1,20})_4 \text{O}_{10} (\text{OH}_{1,82} \text{F}_{0,18}) \cdot 5,3 \text{H}_2\text{O}$
3. Натриевого	$(\text{K}_{0,02} \text{Na}_{0,45})_{0,70} (\text{Mg}_{2,31} \text{Fe}^{2+}_{0,07} \text{Fe}^{3+}_{0,49} \text{Al}_{0,04} \text{Ti}_{0,02})_{2,93} \cdot (\text{Si}_{2,81} \text{Al}_{1,19})_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_2 \cdot 2,5 \text{H}_2\text{O}$
4. Кальций-натриевый	$(\text{K}_{0,03} \text{Ca}_{0,16} \text{Na}_{0,55})_{0,74} (\text{Mg}_{2,54} \text{Fe}^{2+}_{0,02} \text{Fe}^{3+}_{0,53} \text{Mn}_{0,004} \text{Ti}_{0,006})_{2,99} \cdot (\text{Si}_{2,71} \text{Al}_{1,09} \text{Fe}^{3+}_{0,20})_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_2 \cdot 3,68 \text{H}_2\text{O}$

Примечание. 1 — Месторождение Ковдор, Кольский полуостров; 2 — Слюдянка, Забайкалье; 3 — Каратасс, Казахстан; 4 — Барчи, Казахстан.

Таблица 2

Межплоскостные расстояния исследованных магниевого (1), кальциевого (2) и натриевого (3) вермикулитов (Fe-излучение, $D_{\text{кан}}$ 86 мм)

1		2		3		1		2		3	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
10ш	14,30	10	14,60	10ш	12,1	1шр	2,087				
		1	4,87			2	2,013			1шр	2,03
8ш	4,57	7	4,57	8	4,57	1	1,845				
4ш	3,58	1	3,67			2ш	1,742	1	1,742	2	1,737
				8	3,02	3ш	1,692	2шр	1,692	4	1,692
7ш	2,86	4	2,92			3ш	1,677				
7ш	2,62					8ш	1,539	7	1,539	9ш	1,536
				7шр	2,59	3ш	1,332				
7ш	2,55	4шр	2,54			3ш	1,322	1шр	1,325	1	1,325
7ш	2,39	1шр	2,38	1шр	2,39					4	1,313
1шр	2,276			3шр	2,243	1	1,301				
1	2,212					1	1,281				

их от 200°C, когда вермикулит имел параметр c 11,8 Å, до комнатной температуры, когда структура в 11,8 Å переходила в структуру 14,4 Å, составляло в среднем не более 1 мм в час. Так как поперечник снимаемых пластинок вермикулита 4–5 мм, а время первой съемки было не более 20–30 мин, то регидратации или дегидратации за это время могли подвергаться только самые краевые участки пластинок, а в первые моменты съемки фиксировались только отражения, свойственные вермикулиту при влажности эксикатора.

В ходе последующих съемок образцы претерпевали существенную перестройку водного межслоевого пространства. Образцы из эксикатора со 100%-ной влажностью теряли межслоевую воду — дегидратировались, а

Таблица 3

Зависимость параметра c вермикулитов (в Å) от относительной влажности среды (при обычных P - T условиях)

Вермикулит	Относительная влажность, %				
	0	15	32-90	98	100
1. Магниевый	11,70	14,20	14,35	14,35	14,80
2. Кальциевый	11,80	11,90	14,60-14,80	14,80	14,80-15,00
3. Натриевый	9,90	11,90-12,00	12,00-12,2	14,80	14,95
			14,6-14,8		

Примечание. 1 — Месторождение Ковдор, Кольский полуостров; 2 — Слюдянка, Забайкалье; 3 — Каратасс, Казахстан.

образцы из эксикатора с 0%-ной влажностью, напротив, приобретали воду — регидратировались, что сразу же сказывалось на характере базальных отражений, в частности на величине параметра c вермикулитов.

Последние съемки отвечали стабильному состоянию образца при влажности помещения. Промежуточные съемки фиксировали изменения структуры, имевшие место между исходным и стабильным состояниями образца.

Выполненные исследования показали, что наиболее стабильным в условиях изменения относительной влажности от 0 до 100% является вермикулит с обменным магнием в межслоевых промежутках — Mg-вермикулит. Его параметр c соответственно колеблется от 11,70 до 14,80 Å. При 15% влажности d (002) Mg-вермикулита составляет 14,20 Å (табл. 3, графа 1).

Наименее стабилен вермикулит с обменным натрием в межслоевых промежутках — Na-вермикулит. Его d (002) варьировало в указанном интервале влажности от 9,92 до 14,95 Å. При влажности 15% параметр c составлял 12,00 Å, при повышении влажности последний возрастал до 12,10–12,20 Å, и параллельно с этим появлялись рефлексы 14,6–14,8 Å, соответствовавшие наиболее гидратированной фазе (табл. 3, графа 3). Поведение образца при изменении влажности от 56 до 32% иллюстрирует рис. 1: по мере уменьшения влажности происходит последовательное уменьшение интенсивности отражения 14,60 Å и увеличение отражения 12,24–12,21 Å с появлением в конце этого интервала дегидратации смешанослойных образований (отражение 13,38 Å и пологое плечо в сторону малых углов на пике рефлекса 12,21 Å).

Са-вермикулит показал промежуточный тип поведения. Его параметр c в указанных крайних интервалах влажности колеблется от 11,80 до 15,0 Å (табл. 3, графа 2). При 15% влажности параметр c Са-вермикулита (11,90 Å) почти не меняется по сравнению с его величиной при нулевой влажности (11,80 Å).

В ходе регидратации, после нулевой влажности, у рассматриваемых форм вермикулита наблюдались существенные различия.

У Mg-вермикулита за счет последовательного уменьшения интенсивности и последующего исчезновения острых рефлексов 11,65; 11,95 Å и их обособления на более широкие пики при 11,77 и 12,13 Å, не фиксируе-

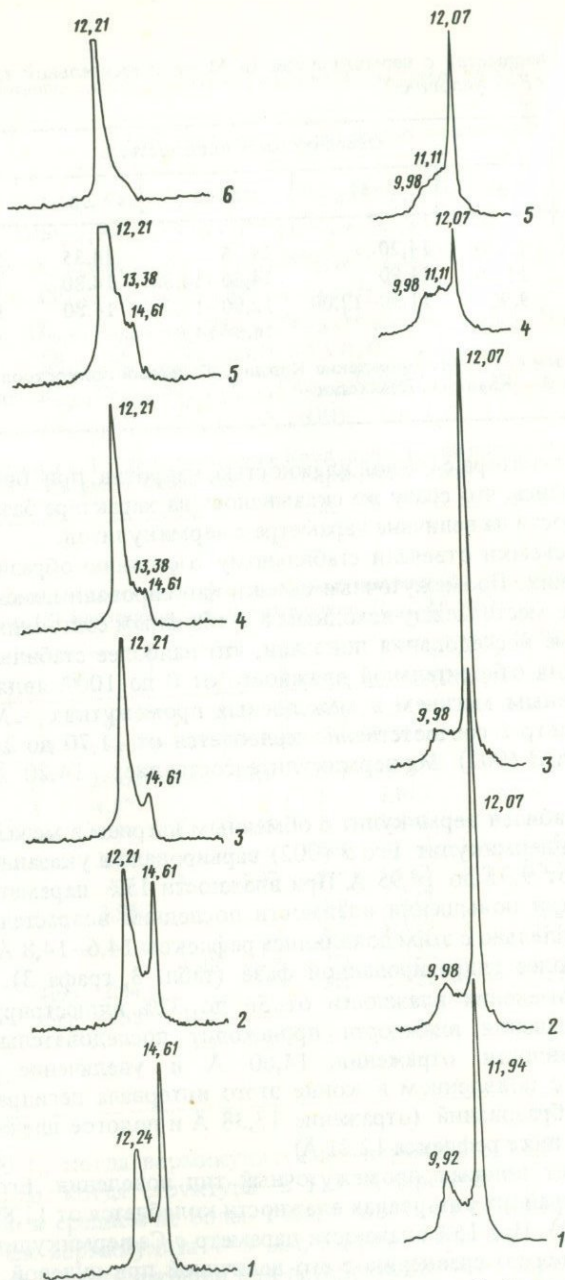


Рис. 1. Последовательное изменение параметра c (съемки 1–6 через 40 мин каждая) Na-вермикулита при изменении относительной влажности среды от 56 до 32%. Выдержка в эксикаторе с 56%-ной влажностью. Съемка в помещении с влажностью 32%

Рис. 2. Последовательное изменение параметра c (съемки 1–5 через 40 мин каждая) Na-вермикулита в процессе регидратации на воздухе с 32% относительной влажности после выдержки в эксикаторе с нулевой влажностью

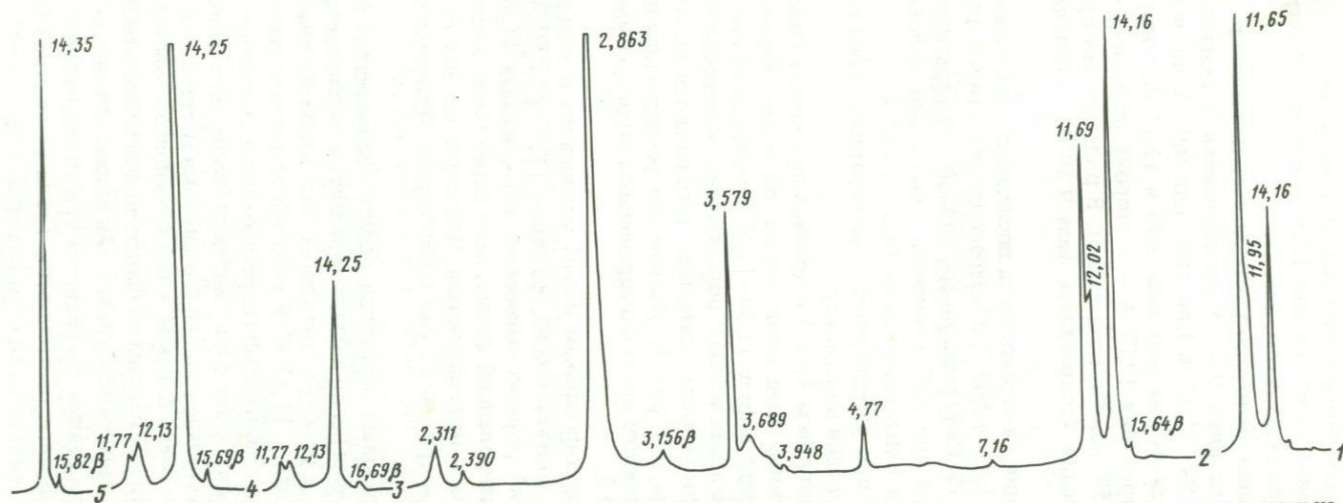


Рис. 3. Последовательное изменение параметра c — (съемки 1–5 через 40 мин каждая) Na-вермикулита в процессе регидратации на воздухе с 32% относительной влажности после выдержки в эксикаторе с нулевой влажностью

мые при 15% влажности, резко возрастает по интенсивности симметричный и острый пик при 14,16–14,25 Å (рис. 2). Значения же самих пиков при 11,65 и 11,95 Å сдвигаются в область более малых углов — с последовательным переходом пика 11,65 Å в пик 12,30 Å и исчезновением последнего за счет роста пика при 14,35 Å (см. рис. 2).

При регидратации Na-вермикулита за счет последовательного уменьшения интенсивности пика 9,92 Å увеличивается интенсивность отражения рефлекса при 11,94–12,07 Å. При этом пик 9,92 Å, последовательно уширяясь, разрешается на два рефлекса 9,98 и 11,11 Å, которые, переходя в пологое плечо отражения 12,07 Å — в сторону больших углов (рис. 3) — при влажности 15% полностью исчезают. В ряде случаев при начальных же стадиях регидратации (сохранялась фаза 9,89 Å) появлялась четкая фаза 14,42 Å (рис. 4).

При регидратации Са-вермикулита последовательно уменьшается интенсивность фазы 11,82–12,02 Å и возрастает пик 14,57–14,61 Å (рис. 5). При влажности 15% Са-вермикулиты, подобно Na-вермикулитам, сохраняют фазу 11,90 Å, а при 32% влажности и более они, подобно Mg-формам вермикулита, дают только пики фазы 14,60–14,80 Å.

Образующиеся при регидратации и дегидратации фазы различных форм вермикулита ведут себя по-разному.

У Na-вермикулита фаза 9,92 Å в противоположность фазе 11,94–12,34 Å не дает целочисленных базальных рефлексов более высоких порядков и постепенно переходит в фазу 11,94–12,07 Å через серию преобладающе неупорядоченных смешанослойных образований. Интенсивность и резкость фазы 9,90 Å при этом последовательно уменьшаются вплоть до образования пологого плеча (см. рис. 3). Дальнейшая регидратация приводит к полному сглаживанию этого плеча и оформлению острого, симметричного рефлекса 12,07–12,10 Å.

Наиболее дегидратированным фазам магниевого и кальциевого вермикулитов отвечают соответственно рефлексы 11,65 и 11,80 Å, которые, так же как и близкий рефлекс натриевого вермикулита 11,90–12,0 Å (для уже менее дегидратированной фазы), дают серии более высоких базальных отражений, близких к целочисленным. Последующие еще более гидратированные фазы характеризуются уже почти строго целочисленными сериями базальных рефлексов.

Сам характер фазовых переходов далеко неоднозначен. Наиболее "глубоко" и в то же время легко и плавно они идут в натриевом вермикулите и наиболее "трудно" и резко — в магневом. Так, наиболее дегидратированная фаза Mg-вермикулита — 11,65 Å (в межслое остается только один слой молекул воды), как и его полностью гидратированное состояние — фаза 14,80 Å (в межслое находятся два слоя молекул воды, но с заполнением всех вакантных мест), устойчива только в очень узких интервалах, соответственно при нулевой или очень близкой к ней влажности и при влажности около 100%. При влажности 15% неизменно фиксировалась фаза $d(002)$ 14,16 Å, значение которой при дальнейшем увеличении влажности слегка возрастало до 14,35 Å и в таком состоянии сохранялось при влажности 98%. Фаза 14,80 Å, не всегда улавливавшаяся рентгеновски (из-за ее быстрой регидратации), видимо, возникала скачкообразно при влажности более 98%.

У Na-вермикулита при нулевой влажности обезвоживание идет более

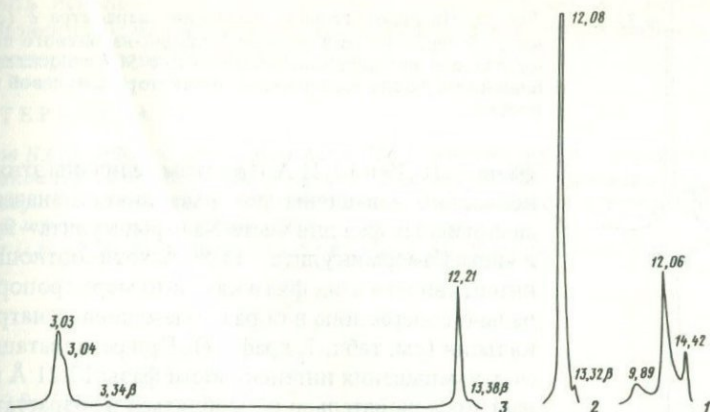


Рис. 4. Последовательное изменение параметра c (съемки 1–3 через 40 мин каждая) Са-вермикулита в процессе регидратации на воздухе с 32% относительной влажности после выдержки в эксикаторе с нулевой влажностью

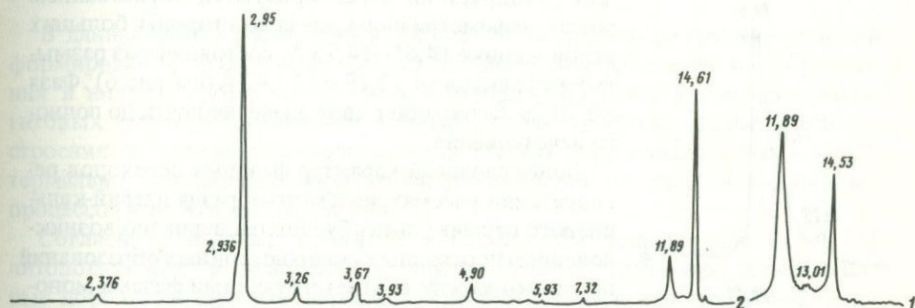


Рис. 5. Последовательное изменение параметра c (съемки 1,2 через 40 минут каждая) Са-вермикулита при регидратации на воздухе с 32% относительной влажности после выдержки в эксикаторе с нулевой влажностью

глубоко, до исчезновения межслоевых водных прослоев как таковых (появление фазы $9,90 \text{ \AA}$), при возможном сохранении в межслое лишь разрозненных молекул воды "утопленных" в гексагональные "пустоты" кислородных сеток октаэдрического слоя. Одинарный слой молекул воды (фаза $11,90\text{--}12,0 \text{ \AA}$) наблюдается лишь при 15% влажности. При дальнейшем увеличении влажности значения этой фазы могут возрастать до $12,2 \text{ \AA}$, и одновременно с ней при 32–56% влажности появляется и сосуществует фаза $14,4\text{--}14,6 \text{ \AA}$ с двумя слоями молекул межслоевой воды. При 98% влажности значение последней фазы возрастает до $14,80 \text{ \AA}$, а при 100% — до $14,95 \text{ \AA}$. Поведение Са-вермикулита промежуточно (см. табл. 3).

Помимо монокатионных форм вермикулита, были исследованы и некоторые их природные смеси. Поведение указанных смесей в ходе обсуждаемого эксперимента оказалось более сложным. Так, из рис. 6, иллюстрирующего регидратацию поликатионного Са-Са-вермикулита ($\text{Na} - 0,55, \text{Ca} - 0,16$ атомных количеств в межслоевом промежутке; см. табл. 1, графа 4), видно, что при относительной влажности 0% образец имеет две главные

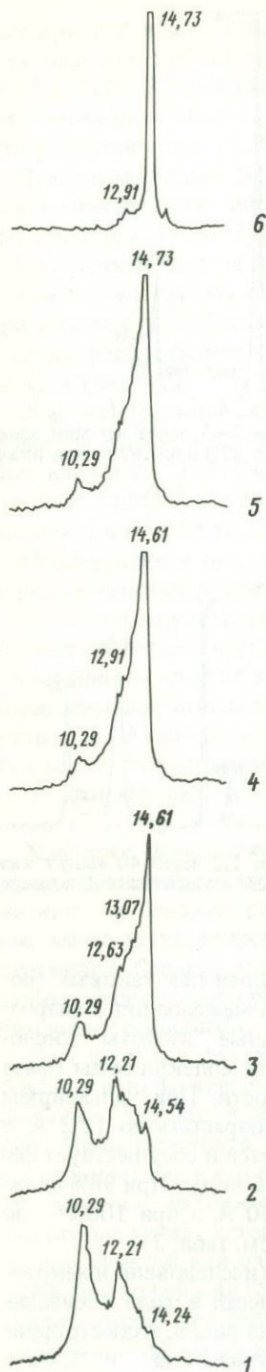


Рис. 6. Последовательное изменение параметра c (съемки 1–6 через 40 мин каждая) кальций-натриевого вермикулита при регидратации на воздухе с 56% относительной влажностью после выдержки в эксикаторе с нулевой влажностью

фазы — 10,29 и 12,21 Å. При этом величины этих фаз несколько завышены по сравнению со значением аналогичных фаз для чисто Na-вермикулита — 9,98 Å и чисто Ca-вермикулита — 11,80 Å, хотя соотношение интенсивности этих фаз в какой-то мере пропорционально содержанию в образце межслоевых натрия и кальция (см. табл. 1, графа 4). При регидратации за счет уменьшения интенсивности фазы 12,21 Å начинает последовательно обособляться и возрастать по интенсивности четкая фаза 14,24–14,62 Å (см. рис. 6). При этом фаза 12,21 Å расщепляется на несколько пиков, вследствие чего последующие стадии регидратации характеризуются образованием резко асимметричного плеча со стороны больших углов на пике 14,61–14,73 Å, состоящего из размытых рефлексов от 12,29 до 12,91 Å (см. рис. 6). Фаза же 10,29 Å сохраняет свое значение почти до полного исчезновения.

Более сложный характер фазовых переходов регидратации рассматриваемого образца натрий-кальциевого вермикулита обусловлен, вероятно, возникновением переходных смешанослойных образований не только между соответствующими фазами монокатионных форм кальциевого и натриевого вермикулитов, но и между их разнокатионными формами.

Изменению параметра c , при обезвоживании указанных форм природных вермикулитов, путем уменьшения влажности среды, были сопоставлены с подобными процессами, имеющими место при нагревании [1, 2, 3]. Сопоставление же этих данных позволяет говорить об известном подобии этих процессов. Величины изменения параметра c вермикулита, вызванные уменьшением влажности среды до 0%, почти аналогичны нагреванию магниевого вермикулита до 100–150°С, а натриевого — до 150–200°С. Однако в отличие от процессов, имеющих место при нагревании, фазовые переходы при изменении влажности среды идут несравненно более медленно и плавно.

Полученные данные позволили выявить более полную картину изменения фазовых состояний изученных форм вермикулитов при их обезвоживании, а также охарактеризовать изменение их параметра c в условиях различной влажности среды. Все это мо-

жет быть использовано при обработке технологии обжига вермикулита, рентгеновских особенностей его диагностики, а также при расчетах определения содержания вермикулита в руде.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бобров Б.С., Горбатый Е.Е., Эпельбаум М.Б. Вермикулит. М.: Стройиздат, 1965.
2. Токмаков П.П., Эпельбаум М.Б., Бобров Б.С., Жигун И.Г. Натриевые вермикулыты Северного Казахстана и Южного Урала // Новые данные неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1975.
3. Walker G.F. Clay and clay minerals. // Nat. Acad. Sci. Nat. Res. Coun. Wash., 1956. N 456. 101 p.

УДК 553.9; 552.578.3

Р.В. ЛОБЗОВА, Л.П. ГАЛДОБИНА

О ШУНГИТООБРАЗОВАНИИ (НА ПРИМЕРЕ КАРЕЛИИ)

В данной статье рассматривается один из моментов длительной истории формирования шунгитовых пород на завершающей стадии их образования в нижнем протерозое Онежской мульды. Характер размещения шунгитовых залежей с высокой концентрацией углерода, особенности их строения и наличие мономинеральных шунгитовых обособлений в гидротермально измененных породах свидетельствуют об участии эндогенных процессов в шунгитообразовании.

Согласно последней, принятой в Карельском филиале АН СССР [5] литологической классификации, предполагается различать шунгитоносные породы на шунгитсодержащие (до 10% С), шунгитистые (10–25% С) и шунгитовые (свыше 25% С), а термин "шунгит" оставить за миграционной формой с содержанием углерода порядка 98%.

Впервые термин "шунгит" был введен в 1878 г. А.А. Иностранцевым для обозначения антрацитовидного ископаемого вещества [8] черного цвета из группы каустобиолитов, хотя исследование шунгитов было начато еще в конце XVIII в. Н.Я. Озорецковским. Очень детально шунгиты изучались в 30-х годах [1]. Специальные геолого-поисковые работы и геолого-разведочные работы на шунгитовое сырье были проведены Н.И. Рябовым и Л.Я. Харитоновым в 1929–1932 гг. в районе с. Шуньга, д. Спасская Губа, на о-ве Лычном, р. Пажа. Как полезное ископаемое шунгиты исследовались В. Алексеевым (1878 г.), П.А. Борисовым (1932, 1957 гг.), К.И. Лисенко (1878 г.), Орловым (1936 г.), Рябовым (1933 г.), А. Рембашевским (1958 г.), В.М. Тимофеевым, Н.Я. Озорецковским и др. Активное изучение шунгитовых пород продолжается в настоящее время в Институте геологии Карельского филиала АН СССР в отношении как геолого-литологических позиций, так и практического их применения [5, 20, 21, 22].

Интерес к шунгитовому сырью все более и более возрастает в связи с его применением в ряде ответственных производств. Широко используются шунгитовые породы в строительном деле в качестве сырья для

получения легкого наполнителя и облицовочного камня. В последнее время шунгитовые породы найдены и в других районах страны: на Урале и в Казахстане. Расширение географии находок шунгитовых пород повлечет более широкое их применение в различных областях промышленности.

Относительно происхождения шунгитовых образований в настоящее время имеются две противоположные точки зрения: биогенная, предполагающая, что шунгитовые породы — древние сапропели [3, 8, 13, 16] или даже древние гумусовые угли [4], и абиогенная, не получившая в настоящее время широкого признания, но основанная на представлениях об абиогенном синтезе органических веществ [2, 9, 10, 12, 18, 19].

Кроме того, некоторые разности биофоссилий, установленные А.С. Лопухиным, трактовались Д.Д. Дженчураевым [6] как образования, имеющие абиогенную природу. Описанные И.Б. Волковой "растительные фрагменты" с клеточным строением в миграционном шунгите (шунгит I) и шунгитовых породах (шунгит II по классификации П.А. Борисова, 1957 г.) нуждаются в уточнении.

Исследования, проведенные авторами с учетом предыдущих работ по геологии, литологии и минералогии шунгитоносных пород, позволили выявить некоторые особенности как геологического строения вмещающей толщи, так и морфологии и минерального состава самих шунгитовых образований и сложенных ими тел.

Шунгитоносные породы в разрезе нижнепротерозойских образований Карелии составляют значительный объем и занимают определенное стратиграфическое положение. Согласно последней стратиграфической схеме Балтийского щита [14], они отнесены к людикийскому надгоризонту, включающему последовательно заонежский и суйсарский горизонты нижнего протерозоя. Наибольшую площадь развития шунгитовые образования имеют в пределах Онежской мульды Южной Карелии в объеме заонежского горизонта ($100 \times 80 \text{ км}^2$), где суммарная их мощность достигает 800 м.

На фоне общего повышенного содержания углеродистого вещества в породах (1–2 до 15%) оконтурены тела шунгитовых пород с высоким содержанием углерода — до 25–75%. Вопрос об их происхождении остается дискуссионным до настоящего времени.

Людикийские отложения заонежской свиты, вмещающие эти тела шунгитовых пород, трансгрессивно залегают на красных, розовых и белых массивных доломитах верхнего ятулия и коре их выветривания. Они представлены шунгитоносными туфами, туфоалевролитами, туфопесчаниками, доломитами, туфогенными известняками, шунгитистыми кремнистыми туффитами и кварцево-слюдистыми породами, лидитами, а также потоками базальтов и андезито-базальтов и мощными телами шунгитовых пород. В целом для нижней части разреза характерны преимущественно осадочные глинисто-карбонатные (мергелистые, иногда с песчаной примесью) породы, в то время как верхняя подсвита сложена главным образом вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами (базальтами, их туфами, туффитами), доломитами, лидитами и шунгитовыми породами.

Проявления вулканизма характерны для заонежского цикла осадко-

накопления. В первую его стадию формируются маломощные базальтовые лавовые потоки и прослои витрокластических и витрокристаллокластических туфов. Породы интенсивно карбонатизированы. Для второй стадии характерны максимальный объем пирокластического материала (лито-витрокристаллокластики) и мощные излияния андезито-базальтов. В кровле андезито-базальтовых потоков широко развиты миндалекаменные текстуры. Третья стадия отличается малым объемом пирокластического материала. Маломощные потоки андезито-базальтов почти не карбонатизированы, но характерна интенсивная их сульфидизация.

Геохимические особенности шунгитоносных пород выражены в появлении Co, Ni, Cr, Sc, Zn, связанных с поступлением продуктов подводного вулканизма, в присутствии элементов переменной валентности Ti, Cu, Mn в менее окисленной форме, повышенной щелочности. Местами в разрезах установлено активное влияние гидротерм на структуру породы, что привело к образованию брекчий с кальцитовым и кремнисто-углеродистым цементом, часто обогащенных фосфором.

По всему разрезу прослеживается влияние подводного вулканизма от его ранних проявлений в виде накопления пирокластического материала и базальтовых потоков до завершающего гидротермального процесса.

Развитие и последовательность этапов вулканизма отражаются и на изотопном составе углерода, $\delta^{13}\text{C}$ которого закономерно изменяется от $-17,4^0_{\text{‰}}$ в продуктах первых фаз вулканизма до $-39,9^0_{\text{‰}}$ в последующих. Примечательно, что максимальное накопление шунгитового вещества приурочено к частям разреза, характеризующимся проявлением вулканизма второй стадии.

Сравнение закономерностей размещения и строения шунгитоносных пород месторождений Загогино и Нигозерское, являющихся типичными представителями двух продуктивных горизонтов шунгитоносных пород в разрезе людиковийского надгоризонта: нижнего заонежского и верхнего суйсарского соответственно, позволило выявить, что степень шунгитизации их различна. Наибольшее развитие шунгитовых пород отмечается в продуктивном горизонте месторождения Загогино, на Нигозерском месторождении развиты преимущественно шунгитосодержащие разности.

Породы, слагающие заонежский и суйсарский горизонты, различаются по составу продуктов вулканизма и степени шунгитизации. Отличительные особенности этих месторождений проявляются в текстурах и структурах руд, а также в формах выделения и распределения шунгитового вещества.

Месторождение Загогино расположено в 70 км к юго-востоку от г. Медвежьегорска, в районе Толвуйской синклиналильной структуры Онежской мульды. Месторождение представлено телом шунгитовых (высокоуглеродистых) пород "караваеподобной формы" площадью $0,5 \times 0,5$ км и мощностью до 100 м. Тело резко выклинивается и сменяется по периферии вулканогенно-осадочными образованиями. Содержание углерода в породах достигает 25—45%. Оно сложено в основном шунгитовыми породами с кварцево-серицит-биотитовой алюмосиликатной частью, обогащенными тонкодисперсными рассеянными сульфидами. Шунгитовые породы подстилаются туфогенными известняками, которые в контакте

с шунгитовой породой пронизаны мелкими жилками кальцита и более крупными кальцит-шунгитовыми жилами (Таблица I, а, см. вкл.). В верхней части тела шунгитовые породы брекчируются, они сцементированы углеродисто-кремнистым цементом. В них отмечается наличие секущих прожилков кварца, в которых часто наблюдаются обломки шунгитовых пород. Наблюдается тонкая сетчатая трещиноватость (Таблица I, б) и вкрапленная и прожилковая сульфидизация. Взаимоотношение кварцевых жил, содержащих обломки шунгитовых пород, и кварцевых жил с сульфидной минерализацией свидетельствует о более позднем образовании последних (Таблица I, в, г).

Непосредственно на шунгитовых породах под маломощными четвертичными отложениями отмечаются проявления коры выветривания, выраженные в окварцевании, гематитизации, лимонитизации и образовании сажистых пород. Мощность коры незначительная (1–5 м).

В подошве продуктивного пласта встречаются фельзитоподобные образования, возможно, измененное вулканическое стекло и примесь тонкообломочного кварцевого материала. Примесь пирокластического материала присутствует также и в карбонатных породах.

Суйсарский горизонт людиковия представлен основными и ультраосновными базальтами, их туфами, туффитами и шунгитсодержащими сланцами с содержанием в последних углерода до 1–2%.

В связи с малой концентрацией углеродистого вещества в шунгитсодержащих породах исследовались главным образом мономинеральные скопления углерода, известные как шунгит I, или миграционный. Такие скопления слагают маломощные жилки, согласные, реже секущие по отношению к слоистости вмещающих пород. Наибольшее их количество наблюдается в доломит-лидитовых брекчиях контактной зоны габбро-диабазов. Шунгит в этих жилках образует остроугольные блочные выделения, сцементированные кальцитом, реже отмечается волокнистый тальк, еще реже — мусковит. Наряду с блочными выделениями имеются шаровидные, почковидные, цилиндрические и конические образования [11].

Последние размером до 3 мм ориентированы длинной осью перпендикулярно или косо к контакту с вмещающими породами (Таблица I, д). Для них характерно концентрически-зональное строение, выраженное в чередовании радиально-лучистых и концентрически-слоистых зон, центральная часть сложена тонкозернистым агрегатом. По данным рентгеноструктурных исследований, проведенных в ИГЕМ АН СССР, межплоскостные расстояния графита соответствуют 0,339 нм, в зонах окварцевания и ожелезнения они уменьшаются до 0,336 нм. Изотопный состав углерода шунгита равен $\delta^{13}\text{C} = -37,5\text{‰}$. По данным ИК-спектроскопии для этого шунгита отмечаются полосы поглощения органических веществ (1029, 1105, 1150, 1230 см^{-1}), характерные для спиртовых функциональных групп [7]. По соотношению интенсивностей полос можно заключить, что в органическом веществе шунгита преобладают вторичные спирты над первичными и третичными.

Секущее положение прожилков с мономинеральными шунгитовыми обособлениями, скорлуповатые, концентрически-зональные, шаровидные и другие формы выделения шунгита, присутствие гидроксилсодержащих минералов, приуроченность их к зонам трещиноватости и гидротермаль-

но измененных пород свидетельствуют о значительной роли гидротермальных процессов в формировании шунгита. Иной характер разреза шунгитоносных пород, как и формы выделения мономинерального шунгита, устанавливается для Нигозерского месторождения. Это месторождение расположено в 2,7 км к северо-востоку от г. Кондопоги, в 0,5 км к юго-востоку от ж.д. Ленинград—Мурманск. Месторождение известно еще с середины XVII в. как месторождение декоративно-строительного материала, где периодически разрабатывались черные нигозерские сланцы, или "карельский аспид".

Месторождение приурочено к Кондопской синклинальной структуре Онежской мульды. Шунгитосодержащие породы продуктивной толщи относятся предположительно к суйсарскому горизонту людиковийского надгоризонта нижнего протерозоя. Месторождение представлено толщей переслаивающихся шунгитосодержащих туфопесчаников, туфоалевролитов и плагиоклаз-хлоритовых сланцев. В основании разреза залегают шунгитосодержащие туфоконгломераты с обломками пород заонежского и пирокластическим материалом суйсарского горизонтов. Последние представлены вулканическим стеклом и кристаллами пироксена. Верхняя часть разреза сложена шунгитосодержащими плагиоклаз-хлоритовыми сланцами и туфоалевролитами, сменяющимися вверх по разрезу бесшунгитовыми разностями. На плоскостях напластования шунгитосодержащих пород выделяются лепешковидные обособления шунгита I размером до 25 см, имеющие неровные контакты с вмещающими шунгитосодержащими породами, шунгит в них отличается большим блеском, более черным оттенком и обычно образует блочные выделения, сцементированные кальцитом, окрашенным гидроокислами железа в розовый цвет (Таблица I, e).

В ИК-спектре этого шунгита обнаруживается весьма четкий максимум 1080 см^{-1} , который можно отнести к колебаниям связей вторичного спирта. Определение межплоскостного расстояния d_{002} в шунгите методами рентгенографии и микродифракции показало, что оно несколько выше, чем в шунгите из месторождения Загозино, и составляет 0,359 нм. Аналогичные характеристики имеет пироуглерод, осажденный на кварце. Глобулярная структура подобных образований отмечалась М.М. Филипповым [17], им же предполагалась и нафтоидная их природа. "Растительные фрагменты", полученные И.Б. Волковой [4] в шунгите I и II после травления, к сожалению, недоказательны.

Как уже отмечалось, именно относительно генезиса шунгита I высказывались различные мнения. Принималась сапропелевая или углистая, а также нафтоидная или гидротермальная их природа. В отношении залегания также не было единого мнения. Большинство исследователей считают их миграционными, хотя имеется предположение об их залегании на месте осаждения.

Генезис углеродистого вещества сложен и определяется многими факторами, источник углерода может быть как биогенный, так и абиогенный. Генерация, миграция и аккумуляция углеродистого вещества определяются характером бассейна и процессами, ответственными за его отложение и преобразование.

Формирование шунгитовых пород Южной Карелии происходило в зонах высокой тектонической активности: на стыке Балтийского щита и Рус-

ской платформы, в пределах пересечения крупных широтных и меридиональных разломов. Максимальное накопление углеродистого вещества совпадает по времени с максимальным проявлением основного вулканизма. Углеродсодержащие породы образуют повышенный фон концентрации углерода для региона Южной Карелии. Высокоуглеродистые разности (шунгитовые породы) слагают жилообразные залежи с неровным, резким контактом с вмещающими шунгитсодержащими породами и характеризуются наличием брекчированных разностей.

Формирование шунгита в гидротермальных кальцитовых жилах происходило за счет преобразования углеводородов, находившихся в гидротермальном растворе, о чем свидетельствуют формы выделения шунгита, характерные для колломорфных агрегатов, для форм, кристаллизующихся из жидких углеводородов, а также наличие минералов гидротермального генезиса. Экспериментальные данные по синтезу органических соединений [12, 15, 18, 19] указывают на возможность образования органических соединений в гидротермальных условиях, что подтверждается наличием в первичном гидротермальном растворе исходных компонентов, таких, как H_2CH_4 , CO , CO_2 , и пород вулканогенного происхождения, проявляющих каталитические свойства в процессе синтеза углеводородов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артамонов В.С., Кекконен А.П. Шунгиты в прошлом и настоящем. Петрозаводск: Кирья, 1935. 106 с.
2. Бескровный Н.С. Нефтяные битумы и углеводородные газы как спутник гидротермальной деятельности. Л.: Недра. 1967. 208 с.
3. Борисов П.А. Карельские шунгиты. Петрозаводск: Госиздат Карельской АССР. 1956. 92 с.
4. Волкова И.Б., Богданова М.А. О новых растительных структурах в шунгитах Карелии // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 10. С. 410–414.
5. Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1982. 203 с.
6. Дженчураев Д.Д. К вопросу изучения "легких микрофоссилий" докембрия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 2. С. 150–155.
7. Зиборова Т.А., Лобзова Р.В. Особенности состава высокоуглеродистых веществ // Тез. докл. Всесоюз. совещ. "Теория и методология минералогии". Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1985. С. 68–69.
8. Иностранцев А.А. Новый крайний член в ряду аморфного углерода // Горн. журн. 1879. Т. 2, № 5/6. С. 314–342.
9. Кропоткин П.Н. Геологические условия возникновения жизни на Земле и проблема происхождения нефти // Возникновение жизни на Земле. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1959.
10. Кудрявцев Н.А. Нефть, газ и твердые битумы в изверженных и метаморфических породах. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 276 с.
11. Лобзова Р.В., Ковалевский В.В. Морфологические и структурные особенности шунгита в контактной зоне с габбро-диабазами // Минералы углерода в эндогенных процессах: (Тез. докл. на Всесоюз. конф. Якутск, 1985). Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. Ч. 3. С. 95–96.
12. Савельев В.С., Оглоблина А.И., Флоровская В.Н. и др. Поликонденсация окиси углерода с водородом — возможный источник природных полициклических ароматических углеводородов // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 3. С. 733–736.
13. Сидоренко С.В., Сидоренко А.В. Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах и некоторые геологические проблемы // Сов. геология. 1971. № 5. С. 3–20.

14. Стратиграфия докембрия Карельской АССР. Петрозаводск: Карелия, 1984. С. 53–69.
15. Таран Ю.А., Новак Ф.И., Антошук И.А., Башкиров А.Н. Каталитические свойства вулканогенных пород в синтезе углеводородов из окиси углеводорода и водорода // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257, № 5. С. 1158–1161.
16. Тимофеев В.М. К генезису прионежского шунгита // Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей. 1924. Т. 39, вып. 4. С. 40–50.
17. Филиппов М.М., Горлов В.И., Кузьмин С.А. Геолого-геофизическое исследование нафтоидной природы Карелии // Результаты геофизических исследований докембрийских образований Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1983. С. 71–87.
18. Флоровская В.Н. Геохимия углеродистых веществ в эндогенном минералообразовании // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1967. № 5. С. 49–59.
19. Черский Н.В., Царев В.П. Механизм синтеза углеводородов из неорганических соединений в верхних горизонтах земной коры // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279, № 3. С. 730–735.
20. Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования. Петрозаводск: Карелия, 1975. 240 с.
21. Шунгитовые породы Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1981. 175 с.
22. Шунгиты – новое углеродистое сырье. Петрозаводск: Карелия, 1984. 181 с.

УДК 553.91; 549.212

Р.В. ЛОБЗОВА, А.С. ФИАЛКОВ, Г.П. ГУМИЛЕВСКАЯ, И.М. ЮРКОВСКИЙ,
Ю.А. ШЕСТЕРИН, В.С. САВЕРЧЕНКО, А.А. ЕВСТИГНЕЕВА

СОПОСТАВЛЕНИЕ ГРАФИТОВ БОТОГОЛЬСКОГО И ТАСКАЗГАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ПРОИЗВОДСТВУ ЭЛЕКТРОЩЕТОК

Тасказганское месторождение графита в настоящее время рассматривается как перспективное для замены очень дефицитного и дорогостоящего ботокольского графита в производстве щеток для электрических машин.

Тасказганское месторождение, известное ранее как Кенимехское, исследовалось еще в 30-е годы, но его руды из-за трудной обогащаемости до настоящего времени не нашли широкого применения в промышленности [6]. Тасказганское месторождение известно также как медно-никель-кобальтовое и волластонитовое. Оно приурочено к одноименному габброидному массиву, расположенному в северо-западной части хр. Кульджуктау, в юго-западной крыле Бельтауской антиклинали, осложненной мульдообразным прогибом. Верхнепалеозойская интрузия продуктивных габброидных пород выходит в ядре этой антиклинали.

Габброидный массив представляет собой сложное лополитообразное тело, частично деформированное [1, 5]. Габброидные породы представлены лерцолитами, плагиолерцолитами, троктолитами, пироксенитами, норитами, габбро-норитами, авгитовыми и роговообманковыми габбро, анортозитами, кварцевыми диоритами. Кроме того, в габброидном теле встречаются мелкие штоки и апофизы гранодиоритов, граносиенитов, аплитов. Все габброидные породы содержат рассеянную вкрапленность графита и сульфидов.

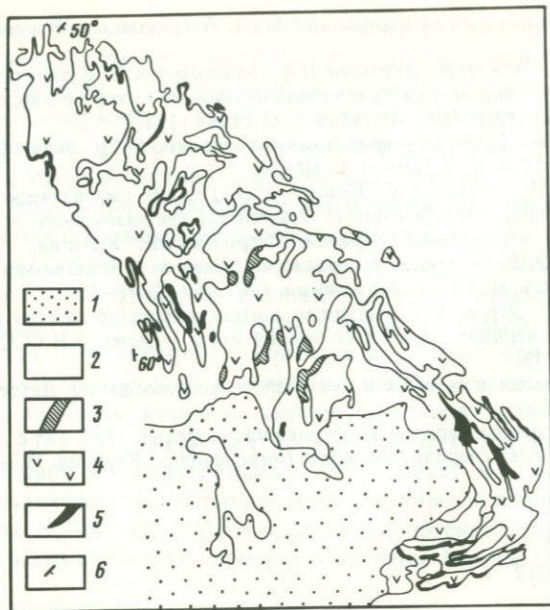


Схема размещения графитовых залежей на Бельтауском массиве (выкопировка из схемы по В.В. Баранову, К.М. Кромской и др., 1976 г.)

1 — мезо-кайнозойские отложения; 2 — известняки и доломиты; 3 — пироксен-гранат-волластонитовые скарны; 4 — габброиды; 5 — графитовые тела; 6 — элементы залегания

Постмагматические образования представлены скарнами и зонами графитизации (графитизированное габбро). Среди скарнов выделяются магнезиальные и известковистые гранат-волластонитовые скарны с содержанием волластонита от 35–40 до 70–80%.

Графитовые тела Тасказганского месторождения приурочены к контакту габброидных и карбонатных пород. Вмещающие палеозойские породы представлены мраморизованными известняками с прослоями сланцев и кварцитов, слагающими крутую брахиантиклинальную складку северо-западного простираения. Габброидные породы слагают основной массив и многочисленные апофизы во вмещающих осадочных породах. На площади Бельтауского массива выявлено около 100 графитовых залежей (см. рисунок).

Графитовые залежи длиной от 20 до 100 м, реже — до 500–600 м при мощности от 0,5–5 до 60–90 м обычно локализуются в изгибах контактов, заплывах и межпластовых телах габброидов среди известняков и доломитов. Наиболее крупные тела расположены в юго-восточной и северо-западной частях массива. Глубина распространения графитового оруденения превышает 500 м. Большинство графитовых залежей располагается на контакте габбро с известняками. Различаются три типа графитовых тел: приуроченные к контактовой зоне, расположенные в габбро и в карбонатных породах. Форма графитовых залежей линзовидная или четковидная, обычно это крутопадающие тела с неровными контактами.

Графитовое оруденение тесно связано с сульфидным (медно-никель-

кобальтовым орудением). Руды легко обогащаемы и возможно одновременное получение графитового и сульфидного концентратов с содержанием более 80% графита [3].

Сульфиды встречаются совместно с графитом в виде рассеянной сингенетической вкрапленности, в виде каплеобразных гнезд и зерен, а также в виде прожилков. Среди сульфидов преобладает Ni-содержащий пирротин.

По содержанию углерода различаются руды: богатые (более 30% C), средние (20–30%), бедные (10–20%) и убогие (до 10%). Разрабатываются графитовые руды с содержанием более 11% C.

На месторождении выделяют два типа графитовых руд:

1) руды коры выветривания, слагающие верхние горизонты до глубины 30–100 м, представленные серыми, зеленовато-серыми, беловатыми, красноватыми рыхлыми породами. Они сложены преимущественно графитом, каолинитом, монтмориллонитом, нонтронитом, галлуазитом, гидрослюдами, кальцитом, алунитом, окислами и гидроокислами железа, пиритом, цеолитами, гипсом. Руды относятся к разряду труднообогащаемых;

2) руды свежих материнских пород на больших глубинах, представленные твердыми графитизированными габброидными породами, находящимися в контакте с известняками. Руды могут быть массивными, пятнистыми, оолитообразными, рассеянно-вкрапленными сплошными и катаклазированными. Они сложены графитом, биотитом, полевыми шпатами, пироксеном, роговой обманкой, хлоритом, пренитом, серицитом, цеолитами, сульфидами: пирротин, пирит, пентландит. Руды легкообогащаемы.

Средний химический состав руды (в мас. %): SiO_2 — до 36,8; Al_2O_3 — 14,5; Fe_2O_3 — 6,6–10; MgO — 3,7–4,5; CaO — 4,8–5,5; $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ — 2,1–7,2.

Изотопный состав углерода вмещающих карбонатных и сланцевых пород варьирует от $-13,28$ до $-17,70\text{‰}$, в зонах скарнирования и гидротермальной переработки он несколько облегчается — до $16,10$ – $19,24\text{‰}$, в графитовых рудах $\delta^{13}\text{C}$ изменяется от $-17,05$ до $-20,18\text{‰}$.

По данным термического анализа графит определяется как явнокристаллический: на кривых нагревания отмечаются три экзотермических эффекта — 650° , 750° , 850° , что свидетельствует о неоднородности графитовых агрегатов. Наряду с явнокристаллическим графитом присутствует неполнокристаллический графит ($E_{\text{ак}} < 5,45$). Кроме чешуйчатого графита, образующего агрегаты чешуек длиной 0,001 до 1,5 мм, располагающихся хаотично или в виде прожилков и каемок вокруг графитовых гнезд, отмечается высокодисперсный графит. Месторождение классифицируется как контактово-реакционное [1].

Ботогольское месторождение графита находится в Восточном Саяне и приурочено к одноименному щелочному массиву. Основные рудные залежи расположены в северной части массива в поле развития лейкократовых нефелиновых сиенитов. Вмещающие щелочной массив породы представлены кристаллическими сланцами, кварцитами и карбонатными породами среднего–верхнего протерозоя, обогащенными органическим веществом. В контактовой зоне и в ксенолитах карбонатных и сланцевых пород развиты горюхи, гранатовые и волластонитовые скарны. Графитовая минерализация отмечается как в метаосадочных породах, так и в скарнах и щелочных породах. По вещественному составу и тек-

Таблица 1

Сравнительные структурные параметры ботогольского и тасказганского графитов

№ п/п	hkl	Ботогольский графит		Тасказганский графит	
		d_{002} , нм	I	d_{002} , нм	I
1	002	0,3354	100	0,3354	100
2	100	0,2130	0,22	0,2127	0,22
3	101	0,2031	0,76	0,2029	0,84
4	102	0,1798	0,13	0,1796	0,13
5	004	0,1677	6,2	0,1679	5,36
6	103	0,1543	0,38	0,1542	0,40
7	104	0,1318	0,07	0,1322	0,06
8	110	0,1231	0,24	0,1230	0,21
9	112	0,1156	0,36	0,1154	0,35
10	105	0,1136	0,20	0,1133	0,16
11	006	0,1119	0,86	0,1118	0,65
12	201	0,1053	0,03	—	—
13	114	0,0993	0,34	0,0992	0,31
14	203	0,0963	0,03	—	—
15	107	0,0875	0,13	0,0878	0,10
16	008	0,0839	0,48	0,0839	0,37
17	116	0,0828	0,44	0,0828	0,39

стурным особенностям различаются вкрапленные, пропитанные и сплошные графитовые руды, содержание графита в которых составляет соответственно 5—12, 25—50 и 50—98%. Руды сложены главным образом графитом, полевым шпатом, нефелином, пироксеном и биотитом. В качестве примесей встречаются мусковит, канкринит, содалит, скаполит, кальцит, сульфиды, сфен, титаномагнетит. Графит чешуйчатый, волокнисто-пластинчатый, волокнистый. Межплоскостное расстояние d_{002} равно 0,335—0,337 нм. Степень кристалличности 1,45—1,70. По морфологическим особенностям графитовые агрегаты разделяются на древовидные, почковидные, массивные (сплошные), чешуйчатые и соматоидные (каплевидные).

Изотопный состав углерода вмещающих метасадочных пород изменяется от $-33,4$ до -25‰ , отвечая изотопному составу углерода органического вещества. Изотопный состав карбонатных пород относительно легкий ($\delta^{13}\text{C} = -2,15\text{‰}$). Изотопный состав углерода графитовых руд имеет широкий разброс значений $\delta^{13}\text{C}$: от $-10,1$ до $-24,0\text{‰}$.

Месторождение известно как магматическое, но в последнее время все больше исследователей рассматривают его как контактовое [4].

С помощью рентгенографического анализа были выявлены структурные особенности графита и установлено, что графит Тасказганского и Ботогольского месторождений относится к явнокристаллическому (табл. 1).

Все приведенные выше материалы позволяют сравнить графиты Ботогольского и Тасказганского месторождений. Сопоставление общих дан-

Таблица 2

Сравнительная характеристика геологического строения Тасказганского и Бото-гольского месторождений графита

Условия залегания, строение и состав залежи	Тасказганское	Ботогольское
Структурная приуроченность	Кульджуктау. Контактная зона щелочных габброидов и карбонатных пород	Восточный Саян. Контактная зона щелочных (пироксеновых и нефелиновых) сиенитов с карбонатными и сланцевыми породами
Возраст вмещающих пород	Палеозойский	Протерозойский и нижнедевонский
Вмещающие породы	Габброиды, карбонатные породы, скарны	Нефелиновые сиениты. Пироксеновые сиениты, скарны, карбонатные породы, сланцы, роговики
Форма залежей	Линзы, жилы, штоки, гнезда	Гнезда, штоки, штокверки, жилы, линзы
Размеры протяженности	Десятки метров, редко до 100–500 м	Десятки метров
мощность	Первые метры до 60–90 м	Первые метры до 20 м
Содержание графита	От первых единиц до 40% (среднее 15%)	От первых единиц до 98% (среднее 30–60%)
Тип оруденения	Гнездово-вкрапленный, вкрапленный, жильный, массивный	Гнездово-вкрапленный, вкрапленный, жильный, массивный
Текстура руд	Пятнистая, полосчатая, полосчато-пятнистая, массивная, брекчиевидная	Пятнистая, полосчато-пятнистая, массивная, брекчированная
Минеральный состав руд	Полевой шпат, кварц, пироксен, роговая обманка, биотит, флогопит, волластонит, карбонат, цеолиты, алунит, каолин, монтмориллонит, нонтронит, галлаузит, гипс, окислы и гидроокислы железа, сульфиды	Полевой шпат, нефелин, пироксен, биотит, мусковит, гранат, кальцит, волластонит, пренит, канкринит, содалит, флюорит, сульфиды
Тип графита и агрегатов	Плотнокристаллический, чешуйчатый, зернистый	Плотнокристаллический, чешуйчатый, волокнистый, зернистый, радиально-лучистый
Размер кристаллитов графита	0,1–1 мм	От 0,1–2 до 5–7 мм

ных по месторождениям дано в табл. 2, из которой видна довольно большая близость обоих месторождений. Из сравнения величин межплоскостных расстояний ботогольского и тасказганского графитов видно, что они (в пределах ошибки измерения) одинаковые, наблюдается различие у этих графитов лишь по соотношению интенсивности I типа (001). У ботогольского графита эти отношения более высокие, чем у тасказганского, по линиям (004), (006), (008), что свидетельствует о более

совершенной кристаллической структуре ботогольского графита. Этот факт подтверждается также отсутствием некоторых отражений у тасказганского графита, например линий (201), (203).

Сходство ботогольского и тасказганского графитов проявляется также в наличии, кроме гексагональной, до 20% ромбоэдрической модификации, присутствие которой характерно также для графитов Шри-Ланка и ботогольского. Среднее значение межслоевого расстояния для ряда проб меняется в пределах 0,3354—0,3358 нм.

В отличие от ботогольского графита в тасказганском графите скрыто-кристаллической, как и волокнистой, разновидности не обнаружено. Графит преимущественно мелкочешуйчатый, находится в тесном контакте с минералами вмещающих карбонатных, габброидных и контактово-измененных пород, в которых графит обычно распределен неравномерно. Встречаются отдельные вкрапления, в которых чешуйки деформированы (раздроблены), иногда расщеплены. Чешуйчатый графит в некоторых участках слагает жиллоподобные образования. Наряду с этим встречаются мономинеральные графитовые образования зонального строения: в центре — чешуйчатый графит, ориентированный к центру, по периферии — ориентированный тангенциально (Таблица II, а). Чешуйки графита относительно хорошо окристаллизованы (Таблица II, б). Плотнокристаллический графит образует небольшие обособления, выделения неправильной формы и неоднородного строения, окаймленные в некоторых местах крупночешуйчатым графитом.

Для получения малозольного тасказганского графита применительно к производству электрощеток была разработана трехстадийная технология его обогащения в отличие от двухстадийной, применяемой для графита Ботогольского месторождения.

Многоступенчатая обработка руд Тасказганского месторождения (добываемых из коры выветривания) вызвана трудной их обогащаемостью по сравнению с рудами Завальевского месторождения вследствие малых размеров чешуек графита и их тонкого взаимного прорастания с минералами вмещающих пород.

Разработанная технология включает: флотационное обогащение до содержания золы не более 30%, химическое — до содержания золы не более 10%, электротермическое — до содержания золы не более 0,5%.

В процессе разработки первой стадии обогащения определяли оптимальное время измельчения, количество перечисток и доизмельчений, реагентный режим. Исследованиями установлено, что руда легко переизмельчается с образованием большого количества шлаков, затрудняющих флотацию. Наименьшие потери углерода в отвальных хвостах получены при измельчении руды до крупности 0071 мм или 71 мкм и при содержании этой фракции до 85–88%. Установлен реагентный режим: собиратель графита — керосин, вспениватель — Т66, регулятор среды (подавитель глинистых минералов) — жидкое стекло. Опытнo-промышленная партия графитового концентрата, полученная на Кыштымском графито-каолиновом комбинате, содержала (в %): золы — 26,5, углерода — 52,8. Зольный остаток состоял (в %): SiO_2 — 60,6; Al_2O_3 — 13,8; Fe_2O_3 — 7; MgO — 13,2.

Вторую стадию получения флотоконцентрата с содержанием золы не

более 10% проводили на Завальевском графитовом комбинате методом химического выщелачивания с последующей кислотной обработкой по технологии, разработанной комбинатом. В процессе химического обогащения интенсивно удалялись соединения железа, алюминия, кальция, в меньшей степени — кремния. После химического обогащения партия графитового концентрата имела 8% золы, причем зольный остаток на 80% состоял из кремнистого вещества.

Третью стадию обогащения графитового концентрата осуществляли методом терморафинирования в электропечах сопротивления по режиму, принятому для ботогольского графита, при этом общее время терморафинирования составляло 50 ч, из них 23 ч под током (удельный расход электроэнергии — 5 кВт/ч/кг). Протекающие процессы при терморафинировании тасказганского графита аналогичны ботогольскому и подробно описаны в работе [8]. Характерной особенностью графита явилось преобладание в его золе карбида кремния.

Сравнительное исследование физико-химических свойств графитовых концентратов Тасказганского и Ботогольского месторождений приведено в табл. 3.

Рентгеноструктурные исследования проводили по методикам, описанным в [7]. Оценивались d_{002} -межслоевые расстояния, $L_a L_c$ размеры кристаллов по осям a и c , степень графитации по отношению интенсивности и отражения I_{112}/I_{110} , фактор формы по отношению полуширины линии B_{110}/B_{004} , остаточное внутреннее напряжение решетки σ [7, 8].

Межслоевое расстояние графитового концентрата, содержащего 27,7% золы, равно 0,3354 нм. После химического обогащения в кристаллической структуре происходит рост дефектов, межслоевое расстояние при этом увеличивается до 0,3358 нм. Сравнительные исследования структурных особенностей термически обеззоленных тасказганского и ботогольского графитов показали, что размеры кристаллитов примерно одинаковы, межслоевое расстояние у тасказганского графита больше и колеблется от 0,3358 до 0,3365 нм, у ботогольского — соответственно от 0,3355 до 0,3358 нм. Тасказганский графит имеет и несколько больший параметр остаточных внутренних напряжений.

Тонкая структура графитов оценивалась по характеру изображения муаровых картин (Таблица II, в). Известно [2], что с их помощью возможно выявление таких особенностей кристаллического строения вещества, как тонкая мозаичность, деформации (изгибы, наклоны, сдвиг) кристаллической решетки, различного типа дислокации и другие дефекты. Как правило, наличие дефектов в кристаллической решетке приводит к нарушению правильного геометрического расположения линий муаровых картин.

Муаровые картины ботогольского графита (Таблица II, г) характеризуются правильными геометрическими линиями. Области муаровых картин с однотипным расположением линий, которые можно отождествить с размерами отдельных кристаллов (L_a), достаточно протяженные.

Для тасказганского графита (Таблица II, д) муаровые области значительно меньше по размерам и сильно разориентированы относительно друг друга. Отдельные пластины (частицы) загнуты, содержат складки и высокую концентрацию закрепленных дислокаций (Таблица II, е). В ботогольском графите, как правило под действием пучка электронов, дисло-

Таблица 3

Сравнительная характеристика физико-химических свойств графитов Тасказганского и Ботогольского месторождений

Месторождение	Концентрат графита	Содержание золы, %	Насыпная плотность, г/л	Содержание частиц, %		
				более 71 мкм	менее 45 мкм	менее 5 мкм
Тасказганское	Флотационный	27,7	550	4,6	74,6	
	Химически обогащенный	8,1	267	8	75,3	26,3
	Терморафинированный	0,3	200	10	71,0	30
Ботогольское	Флотационный	6,1	370	2,6	79,0	25,6
	Терморафинированный	0,3	349	1,8	76,9	

кации приходят в движение, наблюдается их легкое перемещение и выход из кристалла. В совокупности эти данные показывают значительно большую степень дефектности и напряженности кристаллической решетки тасказганского графита по сравнению с ботогольским.

Сравнение физико-химических свойств исследуемых материалов (см. табл. 3) показало более высокую дисперсность тасказганского графита по сравнению с ботогольским. Об этом свидетельствуют высокие значения удельных поверхностей химически и термически обеззоленных графитов, их низкая насыпная плотность, склонность к комкованию, затрудняющая просев. Вместе с этим прессующая способность графитов, определяемая прочностью на сжатие образца объемом 1 см³, спрессованного при давлении 2 т/см², более высокая у тасказганского графита. Он обладает также лучшей электропроводностью.

По значениям относительного удлинения при 300 °С, по термоокислительной деструкции при нагреве до 1000 °С графиты Тасказганского и Ботогольского месторождений примерно равноценны.

Из опытно-промышленной партии терморафинированного графита с содержанием золы 0,14–0,20% были по существующей технологии изготовлены электрощетки. По всем физико-механическим и химическим показателям щетки соответствовали установленным требованиям. Стендовые испытания щеток на электромашинах дали положительные результаты, показавшие, что графит Тасказганского месторождения пригоден для производства электрощеток.

ВЫВОДЫ

1. Оба месторождения — Тасказганское и Ботогольское — приурочены к зоне контакта магматических (соответственно к габброидному и щелочному нефелиновому массивам) и осадочных или метаморфических пород. Графитовые залежи небольших размеров образуют штокверковые, штокообразные, линзовидные, жильные, гнездовые тела и часто пространственно связаны с ксенолитами карбонатных и сланцевых пород. Максимально

Удельная поверх- ность, м ² /г	Удельное электро- сопротив- ление, Ом·мм ² /м	Рентгеноструктурная характеристика					σ , кгс/мм ²
		d_{002} , нм	L_a , нм	L_c , нм	$\frac{B_{004}}{B_{110}}$	$\frac{I_{112}}{I_{110}}$	
	70	0,3354	25,0	50,0		1,6	
11,9	30	0,3358	24,0	52,0	1,66— 1,43	1,2	
6,7	15	0,3360	30,0	55,0	1,5	> 1,4	3,2
6,9	18	0,3355	35,0	41,8		1,5	
5,0	20	0,3356	35,0	40,8	1,33	> 1,4	0,94

скарнированные и ороговикованные ксенолиты метаосадочных пород встречаются на Ботогольском месторождении.

2. Графитовые руды, слагающие Тасказганское и Ботогольское месторождения, отличаются высоким содержанием углерода — соответственно до 50 и 98%, имеют полосчатую, гнездово-вкрапленную, вкрапленную, массивную текстуры. В минеральном составе руд значительную роль играют скарновые минералы: волластонит, скаполит, пироксен, слюды, гранат и др., а также минералы габброидов (Тасказганское месторождение) и нефелиновых сиенитов (Ботогольское месторождение).

3. Графит явнокристаллический, слагает плотнокристаллические и чешуйчатые агрегаты. Структура графита Тасказганского месторождения имеет сходство с графитом Ботогольского месторождения, но отличается большей дефектностью.

4. Изотопный состав углерода графита варьирует от $-16,10$ до $-20,46\text{‰}$ для Тасказганского и от $-10,7$ до $-27,5\text{‰}$ для Ботогольского месторождений. Расчет температуры образования графитов по паре кальцит—графит [9] показывает пределы 410°C и более. Сдвиг изотопных отношений углерода в карбонатах из зон скарнирования и гидротермальной переработки в сторону облегчения по сравнению с карбонатом вмещающих пород зависит от степени замещения мраморов магнезиально-кальциевыми силикатами.

5. С целью получения малозольного концентрата Тасказганского графитового месторождения отработана трехступенчатая технология обогащения его руд: флотационное, химическое, электротермическое.

6. На основании проведенных испытаний показана возможность применения графита Тасказганского месторождения в производстве электроштекеров.

Авторы благодарят за помощь и существенный вклад в исследование обогатимости тасказганского графита и его возможного применения В.Д. Чеканову, Р.П. Бакашову, О.М. Шаповалову, Н.Т. Головко, Н.А. Машковцеву, В.П. Варлакова.

1. Абдуллаев Х.М. К генезису Тасказганского графита (Западный Узбекистан) // Докл. АН СССР. Н.С. 1949. Т. 65, № 2. С. 215–217.
2. Грицаенко Г.С., Звягин Б.Б., Горшков А.И. и др. Методы электронной микроскопии минералов. М.: Наука, 1969. 108 с.
3. Кромская К.М. Минералогическая характеристика графита из зон графитизации Бельтауского габброидного массива // Зап. Узб. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва. 1966. Т. 18. С. 135–136.
4. Лобзова Р.В. Графит и щелочные породы района Ботогольского месторождения. М.: Наука, 1975. 123 с.
5. Минерально-сырьевые ресурсы Узбекистана. Ташкент: Фан, 1976. Ч. 1. С. 195–199.
6. Петров С.С. Предварительные испытания обогатимости графитовой руды Кенимехского месторождения // Обогащение графитов СССР. Л.: Механобр, 1932. С. 212–217.
7. Тейлор А. Рентгеновская металлография. М.: Металлургия, 1965. 663 с.
8. Юрковский И.М. Исследование структурных особенностей природного графита Ботогольского месторождения: Автореф. дис. ... канд. техн. наук. М.: ИГИ, 1971. 27 с.
9. Bottinga I. Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-graphite-methane-hydrogen-water vapor // Geochim. et cosmochim. acta. 1969. Vol. 33, N 1.

УДК 553.91; 552.161

Р.В. ЛОБЗОВА, В.И. ГОРЮНОВ

ГРАФИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ СТРУКТУРЫ "КОМЕЛАН" (ОМОЛОНСКИЙ МАССИВ)

На Омолонском массиве, в его юго-восточной части, в верховьях р. Гыленги во время геолого-съемочных работ, проводимых ПГО "Аэрогеология" в 1979–1984 гг., впервые были отмечены проявления жильно-прожилкового графита.

Графитсодержащие породы приурочены к северной части интрузивно-купольной структуры "Комелан" (рис. 1), расположенной в зоне сочленения Гижигинского прогиба и Тайгоносского блока.

Центральная часть интрузивно-купольной структуры сложена ранне-позднемеловыми гранитоидами, а также ниже-верхнемеловыми эффузивами, представленными преимущественно кислыми вулканитами. По периферии вскрываются палеозойские терригенные и архейские метаморфические образования. Структура осложнена линейными и кольцевыми разрывными нарушениями, при этом последние располагаются на пересечении нарушений северо-восточного и северо-западного простираний. Субмеридиональные разломы не получили развития, однако именно к ним тяготеют проявления графита.

Рудная минерализация генетически связана с гранитоидами. Формирование рудной минерализации сопровождалось образованием роговиков, вторичных кварцитов, грейзенов, а также образованием других гидротермально измененных пород.

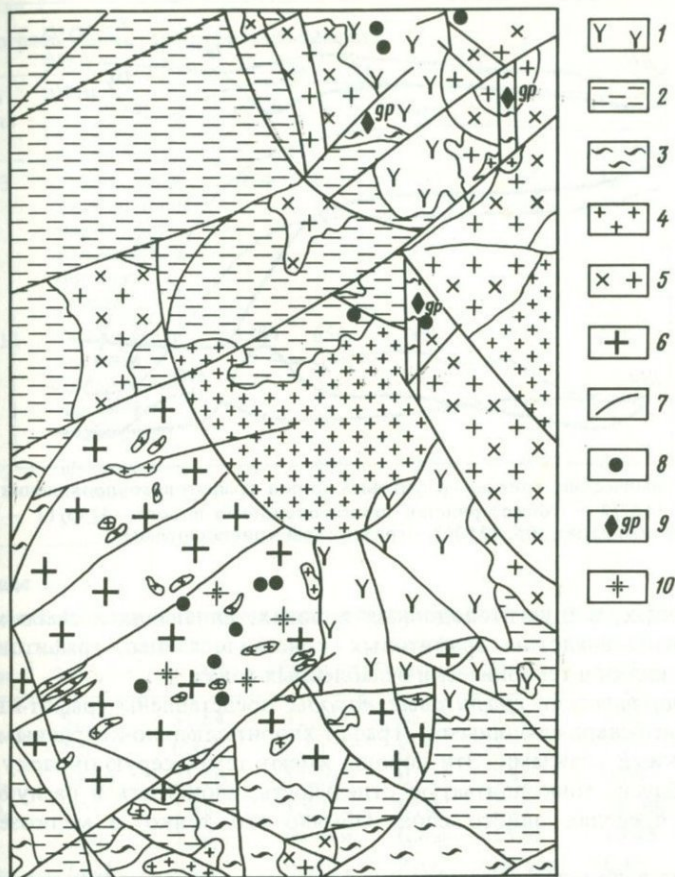


Рис. 1. Геологическая карта интрузивно-купольной структуры "Комелан" Омогонского массива). Составлена В.И. Горюновым

1 — меловые вулканогенные образования; 2 — терригенные образования чехла; 3 — метаморфические образования; 4 — позднемеловые лейкократовые мелкозернистые граниты; 5 — позднемеловые среднезернистые диориты-граниты; 6 — раннемеловые крупнозернистые граниты; 7 — разломы; проявления: 8 — сульфидных минералов, 9 — графитовые, 10 — грейзенизация

Графитовая минерализация приурочена к графитосодержащим кристаллическим сланцам, гнейсам, мигматитам и амфиболитам.

Графитосодержащие породы локализируются в северной части структуры. Они образуют крупноглыбовые развалы с размером глыб до 1–2 м, которые прослеживаются от первых десятков до 800 м. В метаморфитах канавами были вскрыты графитосодержащие породы в виде линз и прослоев мощностью от 1–1,5 до 4,5 м. Кроме того, в них отмечались графитовые прожилки и жилки мощностью от нескольких миллиметров до 10–15 см и протяженностью до 1 м.

Изучение графитовой минерализации района позволило выделить три типа графитовой минерализации: в метаморфических графитовых крис-

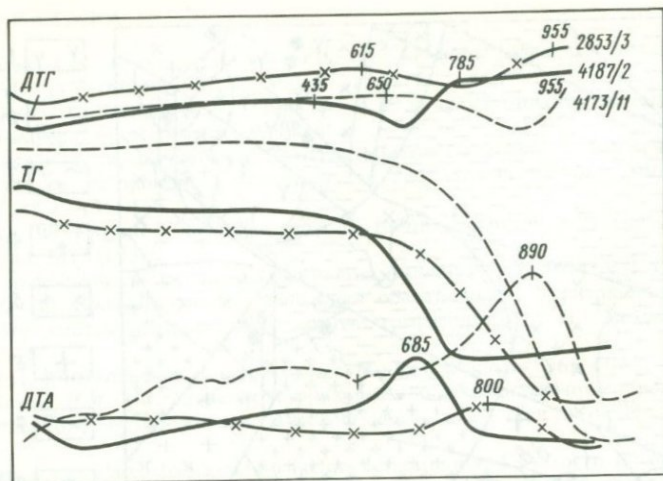


Рис. 2. Термические кривые графитовых пород графитового проявления Комелан Обр. 4187/2 — тонкозернистая шунгитоподобная порода; 4173/11 — пропитанная графитовая руда; обр. 2853/3 — графитовый кристаллосланец

таллосланцах, в шунгитоподобных породах, являющихся слабо метаморфизованным аналогом графитовых кристаллосланцев, графитовые прожилки и жилки в тектонически ослабленных зонах.

Метаморфические графитовые породы представлены графит-кварцевыми графит-кварц-слюдяными, графит-хлорит-слюдяно-кварцевыми кристаллическими сланцами. Эти породы имеют темно-серую окраску, шелковистый блеск, тонкоплитчатую отдельность, слоистость и разную зернистость в пределах одного слоя. Обычно это тонко- и мелкозернистые породы.

Графит в породах образует чешуйки размером от сотых долей миллиметра до 0,1 мм, в среднем мелкочешуйчатый (0,05 мм), равномерно распределен в породе (Таблица III, а), образуя рассеянную вкрапленность. Чешуйки ориентированы вдоль сланцеватости и гнейсовидности обычно параллельно друг другу, иногда хаотически. Графитом обогащены мелкозернистые прослои, содержащие и более мелкочешуйчатый графит. В отраженном свете отмечается сильная анизотропия графита: $\Delta R = 7-15$, $\alpha R_{\text{макс}} = 2,1-3,4$. Местами наблюдаются гнездообразные мелкие и тонкие прожилковидные выделения мономинерального графита, обычно более позднего по отношению к графиту основной массы.

Рентгеноструктурными исследованиями, проведенными в ИГЕМ АН СССР (камера Дебая—Шерера, Fe-излучение, $2R = 57,3$ и камера Гинье, медное излучение) показано, что графит — явнокристаллический с высокой степенью совершенства кристаллов. Межплоскостное расстояние $d_{002} = 0,335$ нм.

Термическое изучение проводилось в ИГ Карельского филиала АН СССР. По началу экзотермического эффекта (615°C) и энергии активации ($E_{\text{ак}} = 5,6$, рис. 2, табл. 1) графит может быть отнесен к явнокристаллическому, а вмещающие его породы — к биотитовой фации метаморфизма.

Таблица 1

Термографическая характеристика графита

Номер образца	Порода	Сорг, %	T_0 , °C	$T_{\text{макс}}$, °C	$T_{\text{ж}}$, °C	$E_{\text{ак}}$	Тип углеродистого вещества
2853/3	Графитовый кристаллосланец (вкрапленная графитовая руда)	16,4	615	800	955	5,6	Графит явнокристаллический
4173/11	Графитовый милонит (прожилковая графитовая руда)	6,7	650	890	955	5,8	То же
4187/2	Шунгитоподобная порода	8,7	435	685	785	4,85	Графитит

Таблица 2

Химический состав графитовых пород проявления Комелан (в мас.%)

Окислы	2853/3	4173/8	2854/13	Окислы	2853/3	4173/8	2854/13
SiO ₂	52,50	51,64	31,70	Na ₂ O	0,73	3,21	1,31
TiO ₂	1,07	0,80	0,50	K ₂ O	3,73	4,10	4,04
Al ₂ O ₃	17,60	21,60	17,50	H ₂ O ⁻	0,40	0,28	0,36
Fe ₂ O ₃	1,71	1,48	1,90	H ₂ O ⁺	2,69	Не опр.	2,57
FeO	2,06	1,14	Не обн.	П.п.п.	15,98	13,43	39,64
MnO	0,025	0,05	0,010	P ₂ O ₅	Не опр.	0,18	Не опр.
MgO	0,96	1,03	0,41	Сумма	99,52	99,62	100,10
CaO	0,06	0,96	0,16				

Примечание. Обр. 2853/3 — графитовая порода с рассеянной графитовой минерализацией; обр. 4173/8 — то же, с редкими прожилками графита; обр. 2854/13 — графитовый милонит. Анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР (обр. 2854/13 и 2853/3 — аналитик Г.Есикова) и во ВНИИСтроме.

В графитовых породах содержание углерода колеблется от 1,16 до 23,5%, влажность составляет 0,54–1,75%, зольность — 72–98%. Химический состав золы (в %): SiO₂ — 54,56; Al₂O₃ — 24,27; Fe₂O₃ — 4,28; FeO — 2,01; TiO₂ — 1,16; CaO — 2,66; MgO — 2,06; K₂O — 3,22; Na₂O — 3,67; P₂O₅ — 0,07; SO₃ — сл.; п.п.п. — 2,14; сумма — 100,10. В графитовых гнейсах с большим содержанием углерода отмечается значительное уменьшение содержания окиси натрия, кальция и магния (табл. 2). В породах наблюдается повышенное содержание ванадия (0,08 г/т), циркония (0,025 г/т), бора (0,005 г/т). Изотопный состав углерода близок к биогенному ($\delta^{13}\text{C} = -24,8\text{‰}$).

По наличию ритмичности, полосчатости, отражающей первичную слоис-

тость, по данным термического анализа, изотопного состава углерода графита и др. предполагается древний возраст графитосодержащих пород. Вероятно, они могут быть отнесены к архейским или нижнепротерозойским образованиям и их можно сопоставить с графитовыми породами Уэленского и Сениявинского поднятий Восточно-Чукотского массива, также содержащих жильно-прожилковую графитовую минерализацию. Эти месторождения разрабатывались ранее американскими проспекторами [4]. Подобный тип графитового оруденения отмечался также для Воронежского кристаллического массива [3] и в Карелии [1]. Он может представлять практический интерес для тигельного, электротермического и других производств.

Шунгитоподобные породы не имеют такого широкого развития, как графитовые. Это черные, матовые, слабометаморфизованные углеродистые горные породы с невысоким содержанием углерода. По данным рентгеноструктурного анализа углерод этих пород характеризуется межплоскостным расстоянием 0,340 нм, что отвечает графиту- d_2 или по данным термического анализа — графититу (см. табл. 1) по классификациям соответственно Ландиса [6] и Калинина [5]. Породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев (хлоритовая субфация) и, вероятно, являются менее метаморфизованным аналогом графитовых сланцев. Аналогичные породы известны в пределах Тим-Ястребовской структуры (Воронежский кристаллический массив) [2], углеродистая формация которой в участках высокотемпературного метаморфизма перспективна для поисков месторождения графита.

Графитовые жилы и прожилки встречаются в тектонически ослабленных зонах и приурочены к зонам трещиноватости, милонитизации и гидротермальных изменений, в графитосодержащих или шунгитоподобных породах. Местами в графитовых породах отмечаются микроапофизы тонкозернистого гранита. Часто в этих участках видны прожилковидные выделения графита, ориентированные параллельно сланцеватости. Графит обычно концентрируется в прожилковидные, линзовидные, гнездовидные, буддиноподобные скопления (Таблица III, б). Графитовые жилки маломощны: от нескольких миллиметров до 10–15 см. Протяженность их иногда достигает 1 м. Строение жилкок часто зональное (Таблица III, в): краевая часть сложена чешуйками графита, ориентированными перпендикулярно линии контакта, центральная — полевым шпатом, кварцем, сульфидами, в небольшом количестве присутствует графит и биотит. Секущий характер прожилков, оторочки вокруг порфировластов свидетельствуют о более позднем образовании прожилкового графита относительно рассеянного графита в метаморфитах.

Графит концентрируется в прожилках до содержаний в среднем 40%, реже встречаются мономинеральные маломощные и незначительной протяженности графитовые жилки. Графитовые породы с высоким содержанием углерода имеют черный или темно-серый цвет, на сколе матовые. Присутствие тонких прожилков блестящего графита придает породе сетчато-полосчатый облик. Минеральный состав этих пород чрезвычайно прост: кварц, полевой шпат, графит. По химическому составу они отличаются от графитовых метаморфитов меньшим содержанием кремнезема и окислов железа (см. табл. 2).

Чешуйки графита в прожилках мелкие, но иногда достигают 1–1,5 мм.

Графит в кристаллах совершенной структуры с межплоскостным расстоянием 0,335 нм. На рентгенограммах отмечаются рефлексы, свидетельствующие о присутствии тонкодисперсного графита с межплоскостным расстоянием $d_{002} = 0,339$ нм, обладающего менее совершенной структурой. Степень графитизации крупночешуйчатого графита, рассчитанная по соотношениям интенсивностей 112/110, отвечает 1,20. По началу экзотермического эффекта (650°С) и энергии активации ($E_{ак} = 5,8$) углеродистое вещество определяется как явнокристаллический графит (по классификации Калинина). По данным рентгеноструктурного анализа оно может быть отнесено к графиту- d_1 (по классификации Ландиса).

Нам представляется, что жильно-прожилковая минерализация графита, более поздняя по отношению к рассеянной графитизации метаморфитов, приурочена к контактовым зонам графитсодержащих пород с кварцевыми, полевошпат-кварцевыми жилами, к участкам мигматизации, милонитизации и другим тектонически ослабленным зонам. Некоторые разности напоминают так называемые "петровские рыбки", балки Власовской на Украине, которые представляют собой мономинеральные графитовые выделения в милонитизированных графитовых гнейсах. Такие графитовые руды могут представлять практический интерес для использования в литейном деле, в электротехническом производстве.

Геологические данные, текстурно-структурные особенности строения графитовых пород, термические свойства графита и изотопный состав углерода свидетельствуют о первично органической природе графитового вещества. Формирование графита связано с региональным метаморфизмом терригенных пород, обогащенных органическим веществом, в условиях зеленосланцевой и биотит-амфиболитовой фации. Перераспределение графита в тектонически ослабленных зонах повышенной проницаемости в метаморфических метасадочных породах привело к обособлению графита в виде прожилков и жилок, к образованию участков с повышенной концентрацией графита.

Графитовые руды Оломонского района по своим характеристикам близки к графитам промышленно важных месторождений и могут представлять промышленный интерес, но для оценки их практической значимости желательно дальнейшее изучение месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бискэ Н.С., Хазова В.И., Рочев Н.В. Графитовые руды Кительского оловорудного месторождения // Минералогия и геохимия протерозойских образований. Петрозаводск: Карелия, 1982. С. 67–72.
2. Голивкин Н.И., Леоненко И.Н., Белых В.И. и др. Метаморфические формации раннего докембрия Воронежского кристаллического массива и их рудоносность // Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов Европейской части СССР: Тр. регионал. петрогр. совещ. Днепропетровск, 18–20 сент., 1979. Л.: Наука, 1982. С. 129–138.
3. Иванов А.В. Графитовые гнейсы юго-востока Воронежского кристаллического массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 1. С. 23–28.
4. Крюков Ю.В. Графитоносность Восточной Чукотки // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1982. № 26. С. 153–156.
5. Шунгиты Карелии и пути их использования. Петрозаводск: Карелия, 1975. С. 37–40.
6. Landis C.A. Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks // Contribs Mineral and Petrol. 1971. Vol. 30, N 1. P. 34–45.

П.П. СМОЛИН, Т.А. ДРУГАЛЕВА, С.А. ЗОРИН, В.И. КИСЕЛЕВ,
М.А. ЛИЦАРЕВ, С.К. ФИРИСАНОВ, А.И. ШЕВЕЛЕВ

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ ТАЛЬКА И ПРОМЫШЛЕННОЙ ТАЛЬКОНОСНОСТИ

Главное содержание этой статьи — сжатый обзор практически важных проявлений тальконосности СССР, подтвердивших прогнозы П.П. Смолина [27], в основу которых была положена разработанная им генетическая концепция. Недавно также была опубликована сводка этого автора [33] по минералогии талька. В нее, однако, не вошли новейшие данные по химизму тальковых минералов, рассмотрением которых уместно предвидеть основную часть статьи.

РАСШИРЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СЕМЕЙСТВА ТАЛЬКА (НОВЫЕ СИДЕРОФИЛЬНЫЕ РАЗНОВИДНОСТИ)

В литературе долгое время господствовало представление о постоянстве состава талька, справедливое лишь в отношении качественного состава наиболее распространенного обычного магнезиоталька. П.П. Смолин в прежних [29, 30] и последней [33] сводках показал, что существует целое семейство тальковых минералов, кристаллоструктурную основу которых составляет общепринятая идеальная трехслойная модель со стехиометрией $Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2$, отличающихся как существенной ролью иных катионов, кроме Mg, так и систематическими количественными вариациями соотношений октаэдрических катионов, кремния и воды, в том числе обильной молекулярной.

В предложенной химической классификации по качественным вариациям октакатионов (кваликативной) выделены собственно магнезиотальк (анхимонокатионный), два ряда с широкими замещениями магния на Fe или Ni (эвдикатионные) и категория разновидностей с ограниченными замещениями Mg недостаточной ясности природы (афмиктокатионные). В последнюю группу, по отрывочным данным, вошли обогащенные Mn и Cr (наименее определенная) разновидности, а также минералы с участием Na, Ca и Al. Таким образом, в геохимическом аспекте по качественному катионному составу можно различать две группы тальковых минералов: литофильную с петрогенными элементами — Na, Ca и Al, непосредственно окружающими Mg в 3-м периоде и во II группе Периодической системы, и сидерофильную с участием элементов семейства железа — Fe, Ni, Mn, Cr, Co, непосредственно соседствующих друг с другом в 4-м периоде Периодической системы. И если в предыдущем обзоре наиболее обстоятельные прецизионные определения с применением микрозондового анализа и микродифракции электронов относились к литофильной разновидности, Na—Al-тальку, то новейшая информация пополняет сведения о сидерофильных тальковых минералах Mg—Fe, Mg—Ni-рядов и, что наиболее интересно, содержит характеристики существенно Fe—Mn-разновидности.

В кристаллохимическом аспекте наиболее важное значение в предыдущем обзоре имело развернутое обоснование выдвинутой автором концепции о смешанослойной природе тальковых минералов. В прежних работах нередкие избытки октаэдрических катионов или побуждали авторов предполагать иную стехиометрию талька, а следовательно, ставили под сомнение его структуру, жестко определяющую теоретическую формулу, или приводили к попыткам относить часть катионов, особенно Al и Fe^{3+} , к тетраэдрическим слоям талькового пакета. Однако тщательное рассмотрение частных стехиометрических соотношений катионов друг с другом и водой привели П.П. Смолина к убеждению, что тетраэдрические слои тальковых минералов практически всегда чисто кремнеземистые, а избытки катионов группы Y (шестерной координации) обусловлены присутствием дополнительных октаэдрических сеток, входящих в состав в виде двухслойных серпентиновых, четырехслойных хлоритовых или трехслойных диоктаэдрических (пирофиллитового типа) пакетов. Примеси катионов группы X (Na, K, Ca) были интерпретированы как межслоевые, часто связанные правильными стехиометрическими соотношениями с молекулярной (межслоевой) водой.

Ошибочность попыток отнесения Fe^{3+} к тетраэдрическому слою была доказана неоднократными прямыми определениями методом ЯМР, тогда как вхождение Al лишь в октаэдрические позиции в обычных тальках подтвердилось как рентгеновскими данными синтеза талька из глиноземистой шихты, так и открытием природной разновидности талька со значительной долей пирофиллитового компонента.

Вхождение избытка октакатионов в пакеты серпентинового и хлоритового типов подтвердилось открытием регулярного талькохлорита, получившего статус самостоятельного минерала, и выявлением смешанослойных тальк-антгоритов структурными методами, в том числе прямыми их наблюдениями методами с высокой разрешающей способностью. Наконец, установление длинной надструктурной периодичности в ферротальке показало существование смешанослойных образований из одних трехслойных пакетов талькового типа, но с различным катионным составом.

Все эти данные подтвердили, кроме всего прочего, и принятый автором способ оценки стехиометрических соотношений элементов в тальковых минералах в эквиваленте к 4 Si (а не по кислороду, или на сумму 7 катионов). Получаемые при этом кристаллохимические параметры, фиксирующие меру несоответствия состава идеальной стехиометрии и соответственно долю примесей, следующие:

ΔY — избыток (или редко дефицит) катионов шестерной координации $\Delta Y = \Sigma cY - 3$ (или в виде десятичных процентов доли избыточных октаэдрических слоев $\Delta Y\% = (\Sigma cY - 3) / 3 \times 100$);

ΔH — избыток атомов водорода: $\Delta H = \Sigma cH - 2$ (или в виде десятичных процентов доли гидроксидов избыточных октаэдрических ("бруситовых", $\text{Y}_3(\text{OH})_6$) слоев или полных водных межслоев типа смектитовых с минералом по И.Д. Борнеман-Старынкевич ($3\text{H}_2\text{O}$): $\Delta H\% = (\Sigma cH - 2) / (6 \times 100)$);

kX — доля катионов группы X (Na, K, Ca), составляющая в предельном случае слюдяной структуры единицу ($X = 1$) в эквиваленте на 4 тетраэдрических катиона.

Доля молекулярной воды при пересчете определяется или по величине

Таблица 1

Предельные* химические составы минералов ряда керолит–пимелит (в мас. %)

Компоненты**	1	2	3	4
SiO ₂	58,33	62,98	58,0	47,8
TiO ₂	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,09	0,07	0,05	0,14
Fe ₂ O ₃	0,53	0,51	0,20	0,15
FeO	—	—	He обн.	He обн.
MgO	32,02	30,19	25,9	18,6
NiO	0,27	0,01	5,51	19,6
MnO	—	—	—	—
CaO	0,14	0,17	0,05	0,05
Na ₂ O	0,00	0,01	0,04	0,01
K ₂ O	0,04	0,14	0,13	0,03
H ₂ O ⁺	8,50	7,38	8,4	12,7
H ₂ O ⁻	—	—	—	—
Сумма	99,92	101,46	100,3	101,3
Стехиометрические соотношения катионов в пересчете на 4 Si и некоторые параметры				
Al	0,011	0,008	0,004	0,021
Fe ³⁺	0,041	0,037	0,010	0,014
Fe ²⁺	—	—	—	—
Mg	3,272	2,857	2,661	2,319
Ni	0,015	0,001	0,306	1,319
kX, %	1,40	1,53	2,20	1,00
Ni/Y, ат. %	0,45	0,02	10,25	36,01
ΔY , %	11,29	-3,27	—	11,02
ΔH , %	31,47	18,78	31,08	84,83
caq (+)	0,606	0,662	0,932	2,214
caq (-)	—	—	—	—

* Анализы отвечают точкам на диаграмме рис. 1, соответствующим наименее и наиболее никелевым и предельным в отдельных стехиосериях составам.

** Кроме того, в ан. 6 TiO₂ 0,10, а в ан. Вл FeO 0,31 (в остальных эти компоненты 0,00; в ан. Вл также CoO 0,46). В ан. 1–6 сумма компонентов — на высушенную при 110° С навеску; в них H₂O (грубо по ДТГ от 2 до 8%) не учтена при пересчете.

$\Delta H - 2\Delta Y$ (в десятичных долях $\Delta H\% - \Delta Y\%$). При этом, поскольку молекулярную воду принято выражать не в виде коэффициентов H, а как H₂O, величина $\Delta H - 2\Delta Y$ для получения коэффициента caq должна уменьшаться вдвое, а величина $\Delta H\% - \Delta Y\%$ — увеличиваться втрое.

В приводимых ниже новых данных по химизму тальковых минералов (табл. 1) использованы в основном бинарные диаграммы количественных

5	6	7	8	Вл
52,3	53,5	41,87	46,37	51,83
—	0,10	—	—	—
He опр.	0,02	1,34	0,15	0,38
"	0,21	1,59	1,43	1,77
"	He обн.	He обн.	He обн.	0,31
16,3	14,59	8,15	6,26	7,09
20,8	22,8	26,61	34,07	34,55
—	—	—	—	—
He опр.	0,19	He обн.	0,03	0,46
"	0,07	He опр.	He опр.	He опр.
0,08	0,10	"	"	"
8,6	7,72	7,56	7,33	3,61
—	—	12,93	4,57	0,05
98,8	99,30	100,05	100,21	100,33
Стехиометрические соотношения катионов в пересчете на 4 Si и некоторые параметры				
—	0,003	0,151	0,015	0,035
—	0,018	0,114	0,093	0,103
—	—	—	—	0,020
1,858	1,625	1,160	0,805	0,815
1,279	1,371	2,044	2,363	2,144
0,80	3,48	—	0,30	2,30
59,22	45,43	58,91	72,07	67,67
4,55	0,55	15,64	9,19	4,83
39,80	30,84	184,31	80,80	12,10
1,058	0,909	0,807	0,833	—
—	—	4,120	1,315	—

Примечание. 1, 2 — из гипербазитового массива в округе Медисон, Северная Каролина, США [49]; 3 — месторождение Дархем, Северная Каролина, США. При увлажнении рефлекс d_{001} становится четче, а при насыщении глицерином слегка возрастает и размывается [48]; 4 — месторождение Ридл, Орегон, США. Очень слабый 7 Å-рефлекс [48]; 5 — там же [48]; 6 — Сороак, Индонезия [49]; 7, 8 — из горы Голеш, СФРЮ. Признаки экзотермики у 800°C [48]. Вл — мелкочешуйчатый светло-зеленый виллемсит из апогипербазитовой Ni-руды в районе Бон-Аккорд, Бабертон (Трансвааль, ЮАР) [33].

взаимосоотношений катионов, коэффициенты которых для наглядности приводятся в долях Y_3 , принятого за единицу ($Y_3 = 1$).

Ni-Mg-талки (ряд керолита-пимелита). В предыдущем обзоре было высказано предположение о дискретных вариациях состава гипергенных Ni-Mg-талковых минералов, образующихся в никеленосной коре выветривания гипербазитов. Это положение было основано на рассмотрении

стехиометрических соотношений компонентов в 16 составах. Целесообразно более детально обсудить его с привлечением новых опубликованных [48, 49] анализов. Последние несколько сокращают намечавшиеся ранее разрывы между составами в ряду керолитов—пимелитов, но по-прежнему не позволяют принять концепцию непрерывного изоморфизма. Поскольку все рассматриваемые анализы химические (а не микрозондовые), отклонения в них от строгой стехиометрии могут быть обусловлены отчасти незначительной механической примесью серпентиновых фаз, а отчасти смесями частиц самих керолитов—пимелитов с разной стехиометрией. Тем не менее распределение составов по сети прямых линий фиксирует существование характерных непрерывно-дискретных серий состава, не укладывающихся в простую схему изоморфизма $Mg-Ni$ в рамках единой тальковой структуры.

Вначале советскими [5, 6, 10], а затем и зарубежными [48, 49] исследователями было показано, что керолиты, считавшиеся ранее мономинеральными фазами, обычно представлены тонкими смесями серпентиновых и талькоподобных структур, в том числе переслаивающимися на уровне элементарных слоев, т.е. образующими смешанослойные композиции [48, 33]. В качестве критериев мономинеральности и отсутствия механической примеси серпентиновых и смектитовых минералов использованы отсутствие серпентиновых $7\text{\AA}$ -рефлексов и экзотермики у 810°C и смектитовой разбухаемости при насыщении жидкостями. Тем не менее, как будет показано, стехиометрические соотношения компонентов свидетельствуют о нередкой смешанослойной примеси пакетов серпентина до $2/9$ (22 ат.%) к преобладающей тальковой составляющей. Молекулярная вода в керолитах присутствует в количествах, иногда резко превышающих ее содержание в смектитах.

В пересчете на 4 Si по способу, принятому для тальковых минералов в 37 составах, обнаруживается преимущественная корреляция коэффициентов Mg , Ni и ΔY и в меньшей степени молекулярной воды. С этими параметрами лишь частично слабо коррелируются не всегда определявшиеся межслоевые катионы группы X (Ca , Na , K) и еще менее — незначительные количества Al (и Fe). Доля катионов группы X в основном не превышает 6 ат.%, (в долях $X=1$), но в пяти случаях достигает $1/9$.

Рассмотрим на бинарной диаграмме рис. 1 соотношения трех главных коррелирующихся величин. В качестве абсциссы принята доля Mg в $Y_3 = 1$, варьирующая более дискретно, чем доля Ni . Составы, нанесенные на диаграмме, не удается свести к простейшей стехиометрической серии. Как можно видеть, явно обособляются группы: 1) существенно магниевые керолиты ($c\ Mg \geq 1$), 2) многочисленные составы в интервале $8/9-5/9\ Mg$ (располагающиеся более плотно в интервале $5/6-5/8\ Mg$) и редкие дискретно распределенные более никелевые составы с $1/2-1/4$ долей Mg . Разрыв между магниевыми керолитами с $Mg \geq 1$ и ближайшим к ним составом с $8/9\ Mg$ наиболее значителен. Представляется более правильным, как и ранее [33], по этому разрыву и проводить границу между керолитом и пимелитом, хотя Дж.У. Бриндли в последней работе предложил разделять эти два минерала по признаку простого преобладания либо Mg , либо Ni . В керолитах содержание Ni незначительно (не более 0,26 мас.%), а ΔY , явно обусловленный $Mg > 1$,

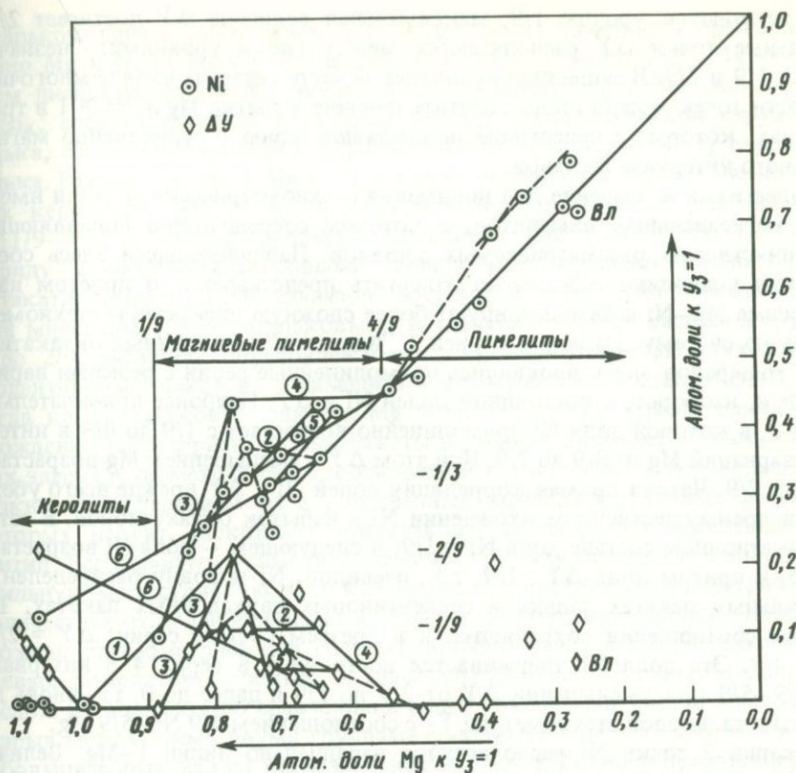


Рис. 1. Вариации стехиометрии гипергенных тальковых минералов ряда керолит (Mg) — пимелит (Ni). Пересчет 37 химических анализов чистого материала (объяснение см. в тексте). Вл — виллемсеит, гипогенный Mg — Ni-тальк. Цифры в кружках — стехиосерии

достигает $1/9$. Лишь в одном составе доля Ni около $1/9$, а ΔY в этом случае составляет $2/9$. Параметры этого состава (с Ni, ΔY и с $H_2O(+)$) располагаются на экстраполяции прямых вариационных линий промежуточной стехиосерии 6, связывающей идеально насыщенные октакатионами и пересыщенные ими составы с ΔY , возрастающим в сторону увеличения доли Mg. Вероятно, этот состав с наибольшей величиной ΔY — смесь керолита и пимелита с большой долей Ni, и вклад в ΔY у него внесен как избыточным Mg керолита, так и избыточным Ni пимелита. Доля мол. H_2O в керолитах колеблется в пределах $0,66-1 H_2O$ без ясно выраженного тренда.

В остальной части диаграммы прежде всего обращает на себя внимание сквозная серия 1 почти идеально тальковых составов с $Y_3 = Mg + Ni$. Точки Ni таких составов располагаются на линии 1—Mg. Незначительный избыток октакатионов в этой серии или равен коэффициенту Al + Fe, или соизмерим с ним. Эти составы наиболее убедительно демонстрируют стехиометрическими соотношениями тальковую природу ряда керолитов—пимелитов. Доля высокотемпературной молекулярной воды в половине случаев составляет $1 H_2O$, в магнезиальной части — меньше ($0,66 H_2O$), а в никелевой — больше $1,33-1,80 H_2O(+)$. Значительные избытки октакатионов в основ-

ном тяготеют к уровню $1/9$, максимальная величина ΔY достигает $2/9$. Остальные точки ΔY располагаются между тремя уровнями: "незначимым", $1/9$ и $2/9$. В существенно никелевой части системы из-за немногочисленности точек можно лишь отметить наличие избытка $Mg + Ni > 1$ в трех составах, которые с перерывом продолжают серию 1 существенно магнезиального интервала составов.

Более важное значение для понимания стехиометрического стиля имеет поле магнезиальных пимелитов, в котором сосредоточено подавляющее большинство из рассматриваемых составов. Наблюдающиеся здесь соотношения позволяют однозначно отвергать представление о простом изоморфизме $Mg-Ni$ и демонстрируют более сложную дискретную стехиометрическую систему. Наряду с серией 1 "идеально" насыщенных октакатионов минералов здесь проявились прямолинейные серии с резкими вариациями и, наоборот, с постоянной долей Ni и ΔY . Наиболее примечательна серия 3, в которой доля Ni прямолинейно возрастает с $1/9$ до $4/9$ в интервале вариаций Mg от $8/9$ до $7/9$. При этом ΔY с уменьшением Mg возрастает от 0 до $2/9$. Четкая прямая корреляция долей Ni и ΔY прежде всего убеждает в преимущественном вхождении Ni в избыток октакатионов. В сатуроктакатионном составе доля $Ni = 1/9$, в следующем — доля Ni возрастает вдвое, и притом доля $\Delta Y \sim 1/9$, т.е., очевидно, Ni поровну распределен в нормальных пакетах талька и серпентиновых двухслойных пакетах. Такие же соотношения сохраняются и в третьем составе серии: $\Delta Y = 2/9$, $Ni = 4/9$. Эта доля Ni удерживается постоянной в серии 4 в интервале Mg $7/9-5/9$ при уменьшении ΔY от $2/9$ до $1/9$ и далее до 0, т.е. вновь до идеально тальковой стехиометрии Y_3 с соотношением $4/9 Ni \cdot 5/9 Mg$.

В серии 2 точки Ni располагаются параллельно линии 1— Mg . Величина ΔY у этих составов постоянна и равна $1/9$, тогда как избыток $Ni > Mg$ колеблется около $1/12$ ($0,685-0,0970$). Эти соотношения позволяют полагать, что серия 2 — регулярная стехиометрическая с постоянной долей серпентиновых пакетов, выполненных преимущественно Ni .

Точки составов, не относящихся к четырем охарактеризованным стехиометрическим сериям, также располагаются на прямых линиях и, вероятно, представлены закономерными смесями членов главных серий. Так, составы серии 5, возможно, смеси минералов двух серий (1 и 2) с постоянной величиной ΔY (0 и $1/9$). Доля избыточного Ni в них последовательно уменьшается с ростом доли Mg . Наоборот, составы серии 6, в которой доля избыточного Ni возрастает параллельно Mg , могут быть смесями регулярных серий 1 и 4. Серия 7 с резким падением доли Ni в узком интервале магнезиальности ($7/9-5/7$), вероятно, также отвечает смесям составов серий 1 и 4. Наличие промежуточных прямолинейных серий позволяет полагать, что при большем числе анализов в этом поле выявится более полная стехиометрическая сетка, дополняющая главные стехиосерии.

К сожалению, низкотемпературная вода в ряде случаев не приведена, а там, где она определена, сумма коэффициентов $H_2O(\pm)$ достигает точно 2, 3 и 6 H_2O , т.е. молекулярная вода в целом представлена в керолитах—пимелитах простыми кратными долями и присутствует в количествах иногда больших, чем в смектитах.

Таким образом, рассмотренные стехиометрические соотношения позволяют трактовать керолиты—пимелиты как систему дискретных минералов

с варьирующим соотношением в октаэдрических позициях Y преимущественно Mg и Ni от Ni/Mg 0/1 до 3/4, возможно, и более [33]. Наличие во всем диапазоне составов минералов со стехиометрией точно (или почти) Y_3Si_4 , соответствующей идеальной модели кристаллической структуры талька, свидетельствует об их принадлежности к минеральному семейству талька. Разрывы по доле Mg в $Y_3 = 1$ пока обособляют группы магнезиальных керолитов ($Mg \geq 1$), никель-магниевого пимелитов ($Mg\ 8/9-5/9$, $Ni\ 1/9-4/9$) и магний-никелевых пимелитов ($Mg\ 1/2-1/4$, $Ni\ 1/2-3/4$). Наряду с сатуроктальковыми минералами, идеально насыщенными октакатионами, во всем диапазоне составов присутствуют пересыщенные ими минералы (пероктальковые), в которых избыток катионов группы Y до 2/9, очевидно, обусловлен смешанослойной примесью двухслойных серпентиновых пакетов, в пимелитах преимущественно заполненных Ni, тогда как в тальковых пакетах $Mg + Ni = 1 = Y_3$. Преимущественное вхождение Ni в серпентиновые пакеты не только вытекает из рассмотренных здесь стехиометрических соотношений катионов, но и подтверждается резким преобладанием Ni в родственных пимелит-непуитовых смесях, в которых непуйт (пекораит) представляет существенно никелевый серпентин. Все керолиты-пимелиты относятся к типу акватальков и содержат обильную молекулярную H_2O , как правило в кратных стехиометрических количествах от долей единицы до 6 H_2O на формульную единицу. Наиболее сложная стехиометрическая система, проявившаяся в группе никель-магниевого пимелитов, вероятно, в значительной мере обусловлена большим числом их анализов по сравнению с более никелевыми составами. Однако разрыв между этими двумя группами фиксируется не только относительно небольшим интервалом магнезиальности ($4/9-1/2$), но и прямолинейным уменьшением ΔY в критической серии 4, так что вероятно существование самостоятельных стехиометрических подсистем в двух группах.

Дж.У. Бриндли [48, 49] трактует химизм керолитов-пимелитов с позиций их моноструктурности как чисто талькового минерала. По его утверждению, механическая примесь серпентина, не улавливаемая рентгеновски, не превышает 5%. Однако по стехиометрическим соотношениям в них присутствует до 22 ат.% серпентиновой составляющей, очевидно смешанослойной, не фиксируемой рентгеновски. Неясно также, почему Бриндли не опирается на свои же собственные прямые наблюдения с выявлением смешанослойности под электронным микроскопом с высокой разрешающей способностью ($\times 10^6$). Нельзя согласиться и с трактовкой молекулярной воды как преимущественно поверхностно адсорбционной. Аргументация при этом основывается на двух моментах: 1) малых размерах частиц (4–8 элементарных слоев по расчету рентгеновских данных; около 100 Å — по электронной микроскопии, а также в связи с большой удельной поверхностью, 196 м²/г, определенной по азоту), 2) присутствию в ИК-спектрах полос 3700 и 4500 см⁻¹, соответственно отвечающих фундаментальному и комбинационному колебаниям Si—O—H. Эти полосы, отсутствующие в ИК-спектрах хорошо окристаллизованных талька и кварца, но появляющиеся у них при особо тонком измельчении, Бриндли считает признаком поверхностной воды, прикрепленной к внешним кремнекислородным слоям частиц керолитов-пимелитов водородными связями. Эта аргументация недостаточная и, по данным самого Бриндли, противоречит

как установленным этим методом особенностям поведения мол. H_2O , так и стехиометрическим ее соотношениям с катионами, свидетельствующим о более фундаментальных их кристаллохимических связях. Бриндли установил, что молекулярная вода утрачивается к 700°C , что не свойственно поверхностно-адсорбционной влаге, теряющейся до 100°C . Более того, он показал обратимость молекулярной H_2O , особенно быструю при нагревании до 300°C , а также слабое разбухание в парах этиленгликоля. Все это, вместе взятое, свидетельствует о присутствии в керолит-пимелитах межслоевой обратимой воды, хотя отличия межслоевого пространства у всех акватальков от смектитов еще нуждаются в интерпретации в связи с ретикулярной иммобильностью первых.

Среди других новых данных упомянем, что откорректированные по фактору Лоренца параметры ячейки керолитов следующие: $c = 9,6$ и $b = 9,14$ Å. Эти параметры, подчеркивающие монокристалличность минералов, вызывают сомнение. Правильная структурная интерпретация их должна бы основываться на корреляциях смешанослойности и длинной надструктурной периодичности, установленной, например, в куйунском ферротальке прецизионными структурными исследованиями [56, 33]. Однако проведение таких структурных монокристаллических исследований пока, видимо, невозможно из-за незначительности частиц керолитов—пимелитов.

Методом оптической адсорбционной спектроскопии в пимелитах установлен только Ni^{2+} (нет Ni^{3+}), входящий лишь в октаэдрические позиции с длиной связи $\text{Ni}-\text{O} = 2,06 \pm 0,02$ Å, аналогичной связи $\text{Mg}-\text{O}$ в собственном тальке [48] (и хризотиле по оптической спектроскопии). При $700-800^\circ\text{C}$ в керолитах фиксируется кристаллизация энстатита совместно с неясной фазой гранецентрированной кубической структуры, тогда как в пимелитах при 1000°C образуются еще оливиноподобная фаза и кристобалит. Последнее, по мнению Бриндли, объясняется нестабильностью Ni — аналога энстатита. Предположение о том, что промежуточная кубическая фаза имеет состав NiO , уместное еще для существенно никелевых пимелитов, непригодно для керолита (с содержанием NiO 0,39 мас.%). Поэтому более вероятно, исходя из стехиометрических соотношений, предполагать образование некоторой фазы с участием как Mg , так и Ni , а также избыточного по отношению к энстатиту Si .

Ферротальк (ряд $\text{Fe}-\text{Mg}$ -талька). Долгое время был известен лишь прототипический железистый ($Y_3 \sim \text{Fe}_4\text{Mg}_1$) тальковый минерал, названный Грюнером [55] миннесотантом, и многократно описанный обычный магнезитотальк с атомной долей $\text{Fe} \sim 1/9$. Позднее в Миннесоте был описан столь же железистый ($Y_3 = \text{Fe}_4(\text{Mg}, \text{Al})_1$) тальковый минерал, подвергшийся в дальнейшем детальному структурному изучению [56], при котором в нем выявилась длинная надструктурная периодичность, позволяющая трактовать его как смешанослойное образование [33]. Тальк с $Y_3 \sim \text{Fe}_4(\text{Mg}, \text{Al})_1$ был затем описан и в железистых кварцитах Украины [39]. Эти данные побуждали различать собственно магнезитотальк (с $\text{Fe} \gtrsim 1/9$) и резко железистый ферротальк и предполагать большой разрыв смесимости между ними. После открытия ферроталька с $Y_3 \sim \text{Fe}_1\text{Mg}_2$ в Туве [33] и особенно с появлением многочисленных микронзондовых анализов этот разрыв, как и предполагалось [33], начал сокращаться. В настоящее время (как показано на рис. 2) можно, как и в ряду керо-

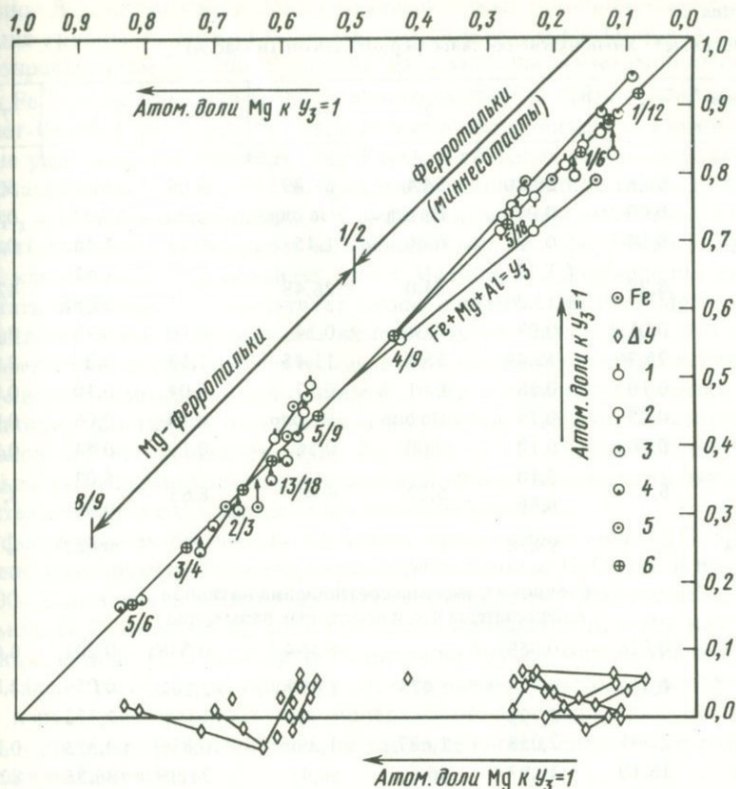


Рис. 2. Вариации стехиометрии ферротальков по пересчету 43 преимущественно микрозондовых анализов

1—5 — источники анализов из работ: 1 — [33], 2 — [52], 3 — [58], 4 — [61], 5 — [54]; 6 — вероятные строго стехиометрические составы для расположенных рядом точек

литов—пимелитов, различать обычный магнезита́лк (с $\text{Fe} \gtrsim 1/9 \text{ Y}$), группу умеренно железистых ферротальков ($\text{Mg}_{8/9}$ — $\text{Mg}_{5/9}$) и резко железистые ферротальки (миннесоталиты), за исключением одного состава с $\text{Mg}_{5/9}$, располагающиеся в интервале от 5/18 до $\sim 1/9 \text{ Mg}$. Как уже отмечалось [33], ни вариация свойств, ни структурные данные не позволяют рассматривать ферротальки в качестве монокристаллического минерала с непрерывным простым изоморфизмом $\text{Mg} \rightleftharpoons \text{Fe}$. Стехиометрические соотношения катионов по пересчетам 43 преимущественно микрозондовых анализов отображают несколько иную, более простую, чем в ряду керолитов—пимелитов, картину вариаций их состава (табл. 2). Как видно на бинарной диаграмме рис. 2, в подавляющем большинстве случаев сумма коэффициентов $\text{Fe} + \text{Mg}$ (+Mn) или точно соответствует, или очень близка $\text{Y}_3 = 1$. Точки Fe таких анализов располагаются на прямой 1—Mg или в непосредственной близости от нее. Правда, шесть анализов, для которых авторы отмечали присутствие кварца, пересчитаны на сумму октационов 3Y и точки Fe этих составов ложатся на прямую в значительной мере

Таблица 2

Предельные* химические составы ферротальков (в мас.%)

Компоненты**	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	60,89	56,20	54,4	52,89	50,9	51,79	50,36
TiO ₂	0,00	0,09	He опр.	He опр.	0,00	0,08	0,04
Al ₂ O ₃	0,14	0,70	0,00	1,45	0,27	1,46	0,57
Fe ₂ O ₃	8,88	{ 1,70 13,36	24,0	26,48	32,6	0,61	42,68
FeO						35,65	
MnO	0,01	0,07	0,01	0,14	0,16	0,78	0,25
MgO	25,96	19,40	15,4	11,45	7,13	3,2	2,07
CaO	0,10	0,56	0,01	0,17	0,04	0,10	0,02
Na ₂ O	0,03	0,18	He опр.	He опр.	0,10	0,06	0,00
K ₂ O	0,00	0,12	0,00	0,56	0,15	0,44	0,35
H ₂ O ⁺		5,10				5,03	
H ₂ O ⁻	6,99	0,88	6,22	6,86	8,65	0,03	3,75
Сумма	—	98,36	—	—	—	99,47	—

Стехиометрические соотношения катионов
в пересчете на 4 Si и некоторые параметры

Al	0,016	0,059	—	0,194	0,038	0,201	0,080
Fe ³⁺	0,488	0,091	1,475	1,674	2,142	0,054	2,830
Fe ²⁺		0,799				2,373	
MgO	2,541	2,058	1,687	1,290	0,835	0,373	0,245
f, ат.%	16,10	30,97	46,65	56,47	71,95	86,35	82,03
kX, %	1,08	5,76	0,08	6,78	3,40	3,47	3,72
Δ Y, %	1,52	2,76	5,44	5,58	0,82	—	5,73
Δ H, %	-4,19	16,3	17,51	24,35	25,57	10,88	—
caq	—	0,401	0,363	0,563	0,743	0,326	—

* Номера анализов отвечают точкам на диаграмме рис. 2, соответствующим наименее или наиболее железистым и ограничивающим разрыв состава образцам.

** За исключением ан. 2 и 6, остальные микронзондовые. В них суммарное определенное Fe приводится в виде закиси, вода определяется по разности 100 — сумма остальных определенных окислов.

Примечание. 1 — из горизонта дейлс-джордж формации железистых кварцитов брокмен, хр. Хеймерсли, Австралия [61]; 2 — мелкочешуйчатый (0,1–0,2 мм) серо-зеленый из апогранатовой кальцит-тальковой породы, Ховуаксинское никель-кобальтовое месторождение, Тувинская АССР [33]. Уд. вес 2,987; 3 — из пород низкой степени формации железистых кварцитов, ганфлент, Онтарио, Канада [52]; 4 — замещающий сидерит, там же [52]; 5 — реакционный продукт на контакте кварца и сидерита, формация железистых кварцитов уелд-рендж, Западная Австралия [54]; 6 — игольчатый и чешуйчатый (5–15 мкм) зеленовато-серый миннесотит из жилки выполнения в железистом кварците формации троммолд, железорудный округ Куйуна, Миннесота, США [33]; Кроме того, в сумму включено P₂O₅ = 0,08, F = 0,02 мас.% (сF 0,005). Уд. вес 3,032. Пересчет в связи с указанием на примесь кварца производится на 3Y, избыток SiO₂ при этом эквивалентен 0,44 мас.%. В действительности, вероятно, имеется небольшой избыток катионов группы Y; 7 — из формации железистых кварцитов уобаш, Лабрадор [61].

условно. В семи микронзондовых анализах также проявляется небольшой дефицит группы Y. Можно полагать, что он обусловлен попросту суммарным определением Fe в виде закиси. При адаптации с учетом диоктаэдричности Fe^{3+} расчетная доля трехвалентного железа в таких составах не превышает $0,054 Y_3 = 1$, т.е. ~ 5 ат.% в сумме октаэдрических катионов, что вполне укладывается в содержания Fe_2O_3 в обычных химических анализах ферротальков ($0,058 Y_3 = 1$ в прототипическом миннесотаите и даже до $0,42 Y_3 = 1$ в анализе, видимо, недостаточно чистого материала). В двух составах миннесотаитов сумма коэффициентов $Fe + Mg (+Mn) + Al = Y_3$, тогда как в некоторых анализах с $Fe + Mg (Mn) = Y_3$ небольшой избыток октакатионов точно соответствует коэффициентам Al . $Fe + Mg > 1 = Y_3$ проявляется лишь в значительно железистых составах с $Mg < 5/8$. Как-либо регулярные стехиометрические соотношения, кроме тяготения точек Fe к линиям, смыкающимся с прямой 1—Mg в сторону увеличения магнетиальности, заметить у этих составов не удастся. Избыток октаэдрических катионов ΔY не превышает $0,08 Y_3 = 1$ ($\sim 1/18$). Точки ΔY тяготеют к прямым диагональной стехиометрической сетки, но наметить закономерные стехиосерии в их распределении также не удастся.

В ферротальках обычно, но не всегда, присутствует мол. H_2O , что установлено как прямыми химическими определениями H_2O , так и по разности $100 - \Sigma$ окислов в микронзондовых анализах. При этом составы, лишенные мол. H_2O , имеются во всем диапазоне железистости, тогда как максимальные доли (с H_2O до 1,5) приходится на группу миннесотаитов. Точки H_2O также тяготеют к прямым стехиолиниям, поэтому молекулярную воду нельзя рассматривать как поверхностно-адсорбционную, хотя регулярный стехиометрический стиль ее распределения в системе ферротальков остается пока неясным.

Преобладание среди обсуждаемых анализов микронзондовых не позволяет предполагать, что стехиометрические соотношения заметно искажены присутствием примесей. Показательно, в частности, что для составов с дефицитом группы Y авторы обычно отмечали тонкую примесь кварца. Некоторый разброс точек, видимо, обусловлен методическими причинами, отчасти малой точностью микронзондового анализа. Семь составов в группе умеренно железистых ферротальков представляют собой средние из разного количества (от 39 до 22 анализов), что безусловно также искажило истинные стехиометрические соотношения. Поэтому можно предположить, что дискретность вариаций состава ферротальков проявляется в разрыве не только в средней части системы, но и внутри двух главных групп. На диаграмме показаны наиболее вероятные дискретные составы для смежных точек, нанесенных без каких-либо округлений. Достоверность именно такой адаптации как единой стехиометрической системы несколько сомнительна, поскольку простые доли не укладываются в единую систему. Более полное понимание стехиометрического стиля вариаций состава ферротальков станет возможным при специальном систематическом исследовании большого количества образцов из всего диапазона их составов.

Совершенно очевидно, что среди ферротальков резко преобладают представители со стехиометрией, близкой к идеальной Y_3Si_4 , и главная черта их химизма — дискретные стехиометрические соотношения Fe и Mg.

Вместе с тем, как уже было показано [33], прецизионные структурные исследования, свидетельствующие о проявлении у них длинной периодичности, увязывающейся с особенностями химизма, позволяют полагать, что и для стехиометричных ($\sim Y_3Si_4$) ферротальков вероятно распределение катионов по своим пакетам, правильно сочетающимся с межслоевой мол. H_2O , а не совершенный изоморфизм $Mg \rightleftharpoons Fe$ со статистическим распределением катионов. Вероятно, ферротальки — это смешанослойные композиции, почти исключительно состоящие из трехслойных пакетов $Fe_3Si_4O_{10}$ и $Mg_3(Si_4O_{10})$, как правило пересыщенные водой, причем мол. H_2O в них, видимо, предпочтительно ассоциируется с железистым компонентом, особенно с Fe^{3+} [33]. Новые данные по химизму ферротальков подтверждают, в частности, отмеченную нами ранее [33] ошибочность представления Форбса о вхождении Fe^{3+} в тетраэдрические позиции ферротальков.

Намечаются вариации железистости ферротальков от парциальных давлений кислорода и CO_2 . К сожалению, в этих построениях не проведена строгая корреляция с валовым составом и предположены примерно одинаковая валовая железистость и однородные умеренные (порядка 150–200 °C) температуры. Выводы о такой зависимости основаны на сопоставлении составов ферроталька в формациях железистых кварцитов бивабик (Миннесота, США), ганфлинт (Онтарио, Канада), сокомен (Лабрадо, Канада) и брокмен (хр. Хеймерсли, Западная Австралия). Наиболее железистые ферротальки (миннесотайты) установлены в формациях бивабик и сокомен в ассоциации с магнетитом. В группе умеренно железистых ферротальков из горизонта дейкс-гордж формации брокмен минералы с долей $Fe \sim 1/3$ ассоциируются, помимо магнетита, также с гематитом, а с долей $Fe \sim 1/3 - 2/5$ — с одним магнетитом. Поскольку наиболее железистые миннесотайты встречены в наименее окисленной ассоциации, Т. Миано пришел к выводу об увеличении железистости ферроталька по мере уменьшения летучести кислорода. Так как в реакциях образования ферроталька вероятно участие железистых карбонатов (сидерита, анкерита), возможна и обратная зависимость железистости ферроталька от PCO_2 . По степени облегчения истечения CO_2 Миано расположил сопоставляемые формации железистых кварцитов в следующий ряд, коррелирующийся и с вариациями PCO_2 : 1) сокомен и бивабик, 2) ганфлинт, 3) брокмен.

Mn-ферротальк и стехиометрические его соотношения с ассоциирующимися зусманитами. В опубликованных ранее анализах наибольшее содержание MnO (3,44 мас.%) было в гидротермальном акватальке месторождения Акатани, Япония [33,64]. В ферротальке из железистых кварцитов Лейтонвилла, Калифорния, оно составляет 6,73–11,06% (при $FeO_{\text{сум}}$ 30,31–32,89%). Этот минерал тесно ассоциируется с другими Mn–Fe-силикатами — более марганцовистыми стрейчелитами (MnO 8,98–16,61 при $FeO_{\text{сум}}$ 22,65–31,25%) и менее марганцовистыми зусманитами (MnO 1,31–2,58 при $FeO_{\text{сум}}$ 32,68–37,32%). Mn-ферротальк из Лейтонвилла, по порошкограмме близкий к другим ферроталькам, образует сноповидные и розеткообразные гроздья мельчайших кристаллов, бесцветный до бледно-желтого, одноосный (—), $n_o - n_e$ — между соответствующими величинами стрейчелита и зусманита. Он замещает стильпноменан и об-

растает агрегаты зусманита, часто в единой оптической и кристаллографической ориентировке с последним.

Теснейшая ассоциация с зусманитом побудила Р.М. Вуда [64] рассматривать стехиометрию Mn-ферроталька в аспекте сложной кристаллической структуры зусманита [64]. Однако этот исследователь совершенно правильно отметил скорее тальковую природу минерала, условно назвав его "миннесотайтом" и подразумевая кавычками возможное структурное сродство с зусманитом. Рассматриваемые ниже стехиометрические соотношения не только однозначно определяют его принадлежность к минеральному семейству талька, но и, наоборот, позволяют в сильной мере предполагать существенно тальковую природу стрейчелитов и зусманитов. К ревизии химизма этих минералов прежде всего побуждало явное несоответствие вычисленных Вудом формул теоретической стехиометрии зусманита $\text{KFe}_{13}\text{Si}_{17}\text{Al}_1\text{O}_{42}(\text{OH})_{14}$, отвечающей его кристаллической структуре. Не говоря уже о том, что стехиометрия ферротальков не имеет ничего общего с этой формулой, у собственно зусманитов, например, отношение $(\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg})/(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca})$ составляет не 13, а колеблется от 7,86 до 13,57 и т.д. Поэтому приведенные в работе Вуда химические анализы (4 Mn-ферроталька, 9 стрейчелита и 17 зусманита) были нами пересчитаны по способу, принятому для талька [33] в эквиваленте к 4 Si. Поскольку все анализы микронзондовые и в них приводится суммарное железо в виде закиси, была проверена возможность искажения кристаллохимических соотношений в связи с диоктаэдричностью катиона $\text{Fe}^{3+} = 2/3 \text{Fe}^{2+}$. Как показано на рис. 3, в, действительно несколько искаженные зависимости $\text{Fe}_{\text{сум}}$ после адаптации приобретают строго прямолинейный характер. Незначительный дефицит $\Sigma \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg}$ собственного тальку коэффициента Y_3 , однако, проявляется лишь в более железистых Mn-ферротальке и зусманите, составляя первые ат.% (до 6% у зусманитов). Отсутствие такого дефицита у стрейчелитов увязывается с их бесцветностью в шлифах в отличие от окрашенных в желтовато-зеленые цвета Mn-ферротальков и зусманитов, в связи с чем в составе стрейчелитов и можно предполагать отсутствие Fe^{3+} . В пересчетах разность между 100% и суммой окислов катионов считалась за H_2O , как это сейчас принято делать. Правильность такого приема подтвердилась соответствием этой величины в одних случаях точно доле гидроксидов $(\text{OH})_2$, в других — также целочисленным "молекулам" H_2O , помимо гидроксидов. В табл. 3 приведены анализы Mn-ферроталька и предельных составов двух других минералов, остальные лишь сопоставлены на диаграммах.

Как видно, катионы группы X (Ca, Na, K) и Al в Mn-ферротальке практически отсутствуют, а сумма октакатионов (Fe, Mn, Mg) почти отвечает теоретическому значению группы $Y = 3$. Ничтожный их дефицит (1,25–3,98 ат.%), очевидно, связан с присутствием Fe^{3+} , расчетная доля которого при корректировке до $Y = 1$ не превышает количества окисного железа в известных анализах ферротальков. В грубо округленном виде стехиометрию Mn-ферротальков можно представить одной формулой $\text{Fe}(\text{Mn}, \text{Mg})_1[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot 0,5\text{--}1 \text{ aq}$. Однако некоторые вариации стехиометрии укладываются в определенную систему. На рис. 3, а, видно, что Mn и Mg не только дополняют Fe в группе $Y_3 = 1$, но и точки этих катионов попарно располагаются на прямых, смыкающихся на линии $(1 - \text{Fe})/2$.

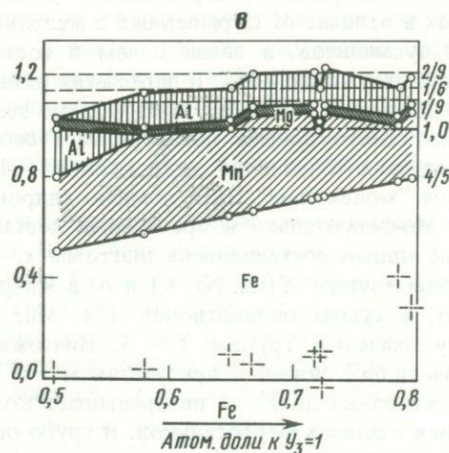
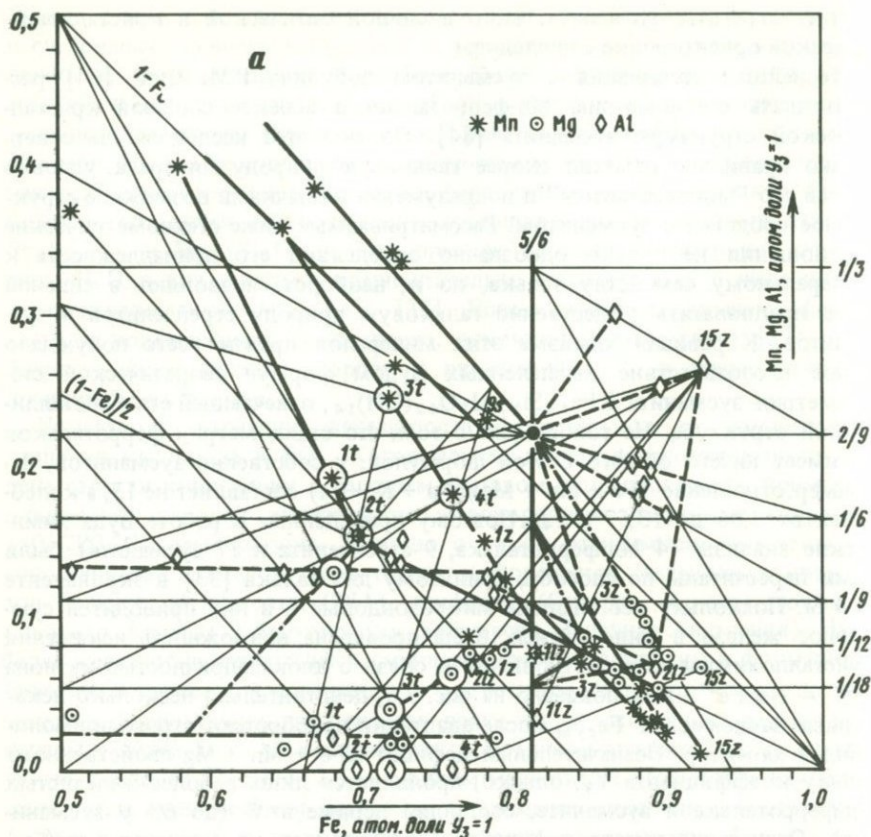
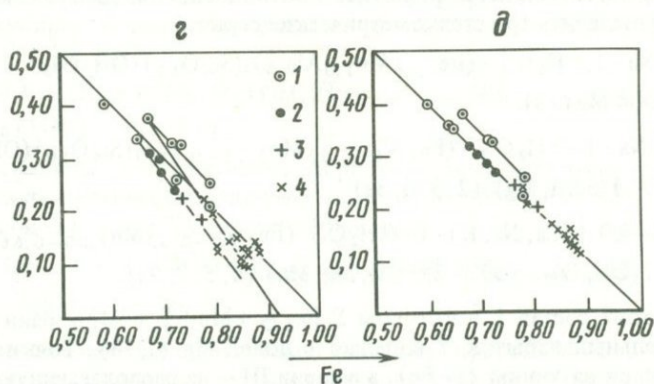
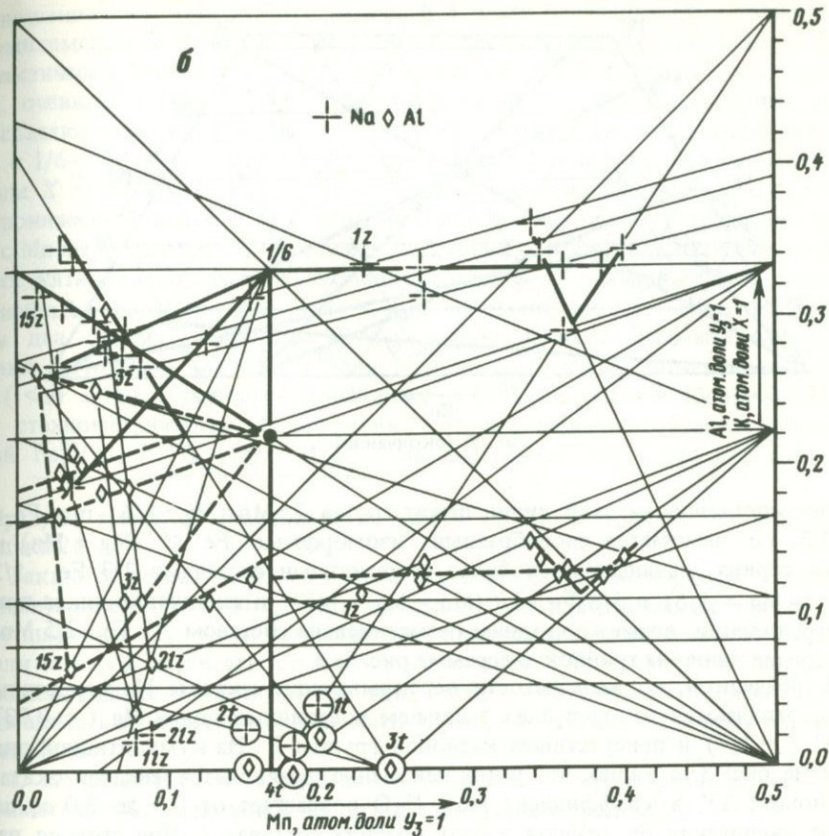


Рис. 3. Вариации стехиометрии Mn-Fe-талков и ассоциирующих с ними зусманитовых минералов по пересчету 30 микрозондовых анализов

а — зависимость Mn, Mg и Al от доли Fe; б — зависимость Al и катионов группы X (Na, K, Ca) от доли Mn; в — кумулятивная диаграмма долей катионов в стрейчелитах и коэффициенты молекулярной H₂O в зависимости от доли Fe; г, д — адап-



тация всех анализов с поправкой на Fe^{2+} по разности до $Y_3 = 1$: 2 — неадаптированные ($\text{Mg} + \text{Mn}$ в долях $Y_3 = 1$: 1 — стрейгелиты, 2 — Mn-ферротальки, 3 — малощелочные зусманиты, 4 — зусманиты), $\circ$ — адаптированные (условные обозначения те же, что на 2); e — вариации составов в системе $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn} = 100$; залитые точки — Mn-ферротальки

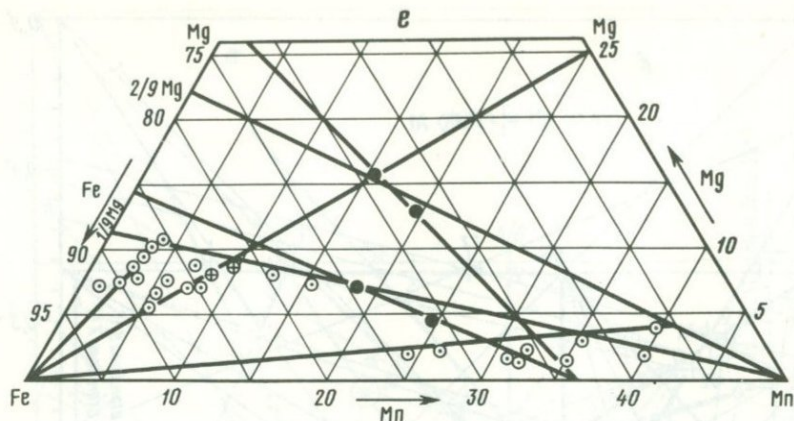
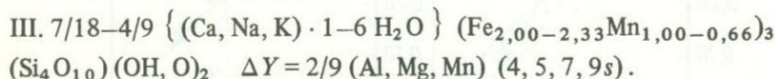
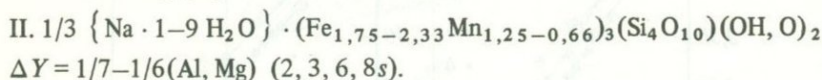
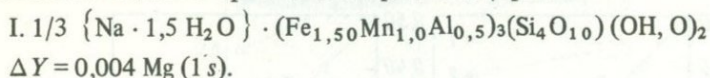


Рис. 3 (окончание)

Непосредственно на этой линии лежит состав $2\text{с Mn} = \text{Mg} \sim 1/6$ при $\text{Fe} \sim 2/3$, т.е. намечается своеобразный "изоморфизм" $\text{Fe} \rightleftharpoons (\text{Mg} + \text{Mn})$ в двух сериях, начинающихся более железистыми составами $2/3 \text{ Fe} \cdot 1/3 (\text{Mn} = \text{Mg} = 1/6)$ и $5/6 \text{ Fe} \cdot 1/6 (\text{Mn} = \text{Mg} = 1/12)$ и заканчивающихся при экстраполяции, возможно, одним безмагниевым составом $3/5 \text{ Fe} \cdot 2/5 \text{ Mn}$, что лучше видно на тройной диаграмме рис. 3, е.

Стрейчелиты, по железистости перекрывающие составы Mn-ферротальков, отличаются от последних наличием постоянных долей Mg ($\sim 0,03$) и Al ($\sim 1/7$) и присутствием катионов группы X. На кумулятивной диаграмме рис. 3, в видно, что у них неизменно проявляется избыток окатакатионов, ΔY , и коэффициент мол. H_2O возрастает от 0,5 до 3,0 *aq* по мере увеличения Fe, отвечая в пяти средних составах 1. При этом *aq* находится в простых кратных отношениях с катионами группы X. Стрейчелиты в отличие от Mn-ферроталька невозможно даже грубо свести к единой стехиометрической формуле. Соотношения на диаграммах рис. 1 позволяют выделить три стехиометрические серии:



Особо стоит состав I, в котором $\Sigma \text{Fe}_{1/2} + \text{Mn}_{1/3} + \text{Al}_{1/6}$ равна $Y_3 = 1$, а незначительный избыток Y совпадает с долей Mg (1/18). Точки Mn в серии II ложатся на линию (1-Fe), а в серии III — на располагающуюся выше прямую с максимальным при данной доле Fe содержанием Mn (см. рис. 3, а). Катионы X тяготеют к двум уровням: 1/3 (при $X = 1$), где представлены одним Na, и 7/18-4/9 (только в серии III), где представлены Ca + Na + K.

Наиболее железистые зусманиты объединяет с Mn-ферротальками со-

отношение $\text{Fe} \rightleftharpoons (\text{Mg} + \text{Mn})$; на рис. 3, а точки последних двух катионов, комплементарно сочетаясь, тяготеют к линии (1-Fe). $\Sigma \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn}$ практически близка $Y_3 = 1 (\pm 1-6\%)$. Более обычный дефицит Y объясняется, очевидно, наличием Fe^{3+} . По содержаниям остальных катионов они распадаются на две группы: 1) наиболее своеобразная с наивысшей долей $\text{Al} = 1/6-1/3$ (при $\text{Fe} \geq 5/6$), которую сближает со стрейчелитами высокая доля $X \sim 1/3$ (0,27-0,37); 2) переходная малоглиноземистая ($\text{Al} < 1/9$) с пониженной долей X и с чертами сходства как со стрейчелитами, так и с Мп-ферротальком. С составами последних фигуративные точки отдельных катионов переходных зусманитов образуют частично общие прямолинейные тренды (см. рис. 3, а). Среди этих минералов особенно любопытны два состава, названных Вудом малошелочными зусманитами. Помимо ничтожной ($< 0,03$) доли Na, они содержат и наименьшую долю $\text{Al} (< \sim 1/18)$. В откорректированных на Fe^{3+} их составах обнаруживаются стехиометрические соотношения, которые можно отобразить формулой $\text{Fe}_2^{2+}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_{0,5}(\text{Mn}, \text{Mg})_{0,5}$. На диаграмме рис. 1 эти два состава

3.

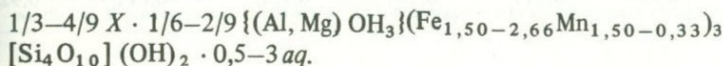
образуют тренд, смыкающиеся на линии (1-Fe) в точке состава ферроталька 2t.

Таким образом, наиболее общая черта всех трех минералов — комплементарность Fe с Mn (+Mg) в рамках триоктаэдрической тальковой группировки Y_3 и систематическое присутствие молекулярной воды, доля которой достигает классического минерала $\{3 \text{H}_2\text{O}\}$. Не учитывая промежуточные зусманиты, три типа можно округленно отобразить следующими стехиометрическими соотношениями, приняв за основу тальковый минерал.

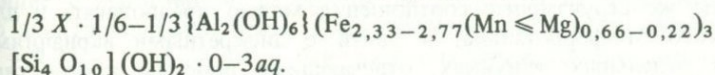
I. Мп-ферротальки — собственно минералы с пренебрежимо малыми примесями Al и катионов X, без избытка катионов группы Y:



II. Стрейчелиты — существенно Fe $\rightleftharpoons$ Мп-талькоподобные минералы со значительной долей дополнительных октаэдрических сеток Al(+Mg) и с молекулярно водными межслоями, частично заполненными катионами группы X (Ca, Na, K):



III. Зусманиты — существенно ферротальковые минералы с большой долей дополнительных октаэдрических сеток, выполненных Al и межслоями из катионов группы X и молекулярной воды:



Наиболее несомненна существенно тальковая природа Мп-ферротальков. Помимо сходства порошкограмм и триклинной общей симметрии, обычной для тальков, они подобны детально изученному прецизионными методами куйунскому ферротальку присутствием молекулярной воды и примесью в последнем Мп (0,78 MnO). Для этого минерала установлена длинная надструктурная периодичность по всем трем осям, варьирующая от че-

Таблица 3

Химический состав Мп-ферротальков и ассоциирующихся родственных минералов*
(в мас.%)

Компоненты **	1t	2t	3t	4t	1s
SiO ₂	50,27	50,19	50,98	51,09	49,66
Al ₂ O ₃	0,41	—	—	—	2,74
Fe ₂ O ₃	30,31	30,52	31,61	32,89	22,65
MnO	8,58	6,73	11,06	8,23	15,89
MgO	3,25	3,89	1,03	1,56	0,96
CaO	0,4	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—
Na ₂ O	0,26	0,16	—	0,11	1,86
Сумма	93,12	91,81	94,69	94,04	93,70
H ₂ O	6,88	8,19	5,31	5,96	6,36

Стехиометрические соотношения катионов в пересчете на 4Si
(в долях к Y₃ = 1) и некоторые параметры ***

Al	0,019	—	—	—	0,130
Fe	0,672	0,678	0,691	0,718	0,508
Mn	0,193	0,151	0,245	0,182	0,361
Mg	0,128	0,154	0,040	0,061	0,036
kX, %	7,42	2,47	—	1,68	29,05
ΔY, %	1,25	-1,68	-2,37	-3,98	3,59
ΔH, %	29,34	40,20	30,45	19,88	27,92
caq	0,880	1,206	0,914	0,596	0,730

Поправки долей Fe (к Y₃ = 1) в составах таблицы

Анализы	2t	3t	4t	1lz	2lz	15z
ΔY, %	1,68	2,37	3,98	3,68	4,29	6,15
Fe ³⁺	0,050	0,071	0,119	0,110	0,129	0,184
Fe ²⁺	0,644	0,644	0,638	0,658	0,682	0,736
Σ Fe	0,695	0,715	0,757	0,768	0,811	0,921

шуйки к чешуйке [56], в связи с чем предположена смешанослойная его природа [33], обусловленная правильным чередованием железистых и магнезиальных тальковых пакетов в различных сочетаниях с межслоевой водой. Такие же структурные соотношения можно предполагать и для лейтонвилского Мп-ферроталька, в связи с дискретными вариациями катионов в отдельных чешуйках, отвечающими простым кратностям. В интервале доли Fe 0,68 (2/3)–0,76 (3/4) соотношения Мп : Mg составляют у него 3 : 2, 1 : 1, 6 : 1, 3 : 1. Однако и для остальных минералов рассматриваемой ассоциации предлагаемая их кристаллохимическая интерпретация зиждется не только на полном отсутствии связи их стехиометрии с теоретической формулой зусманита, но и на некоторых рентгеновских данных. Так, у малощелочного зусманита 1lz установлены, как у ферроталька,

3s	9s	1z	2z	1z	3z	15z
46,00	44,40	51,39	49,42	46,73	47,64	46,28
2,52	2,23	1,50	0,72	2,52	2,25	5,20
26,68	31,25	33,71	34,04	32,68	35,66	35,65
14,26	8,98	3,96	3,42	6,38	2,97	0,53
0,30	0,47	1,97	1,91	1,72	2,10	1,56
—	—	0,10	0,07	0,08	—	0,04
—	—	0,16	0,08	0,17	—	0,30
1,90	1,92	0,16	0,12	1,89	1,70	1,88
92,32	87,23	92,96	89,78	92,17	92,32	91,46
7,68	12,75	7,04	10,22	7,83	7,68	8,54

Стехиометрические соотношения катионов в пересчете на 4Si
(в долях к $Y_3 = 1$) и некоторые параметры***

0,129	0,118	0,069	0,103	0,127	0,111	0,265
0,647	0,785	0,731	0,768	0,780	0,834	0,857
0,360	0,228	0,087	0,078	0,154	0,070	0,013
0,013	0,021	0,076	0,077	0,073	0,088	0,067
33,38	33,54	4,83	3,32	33,96	27,68	35,19
14,86	15,23	-3,68	-4,29	13,39	10,38	20,32
46,48	99,97	28,53	59,29	46,97	42,98	54,66
0,949	2,542	0,966	1,907	1,007	0,978	1,030

* Номера анализов отвечают точкам на диаграмме рис. 3, соответствующим всем анализам собственно Mn-ферроталька (1-4t), предельным и типичным стрейчелитам (1-9s), малощелочным зусманитам (1-2z), предельным и типичным нормальным зусманитам (1-15z).

** Кроме того, определялся TiO_2 : в ан. 15 — 0,02, в остальных — 0,00.

*** На диаграммах рис. 3 использованы составы с поправками на Fe^{3+} по дефициту Y_3 . При этом в анализах 2-4t и 1-2z для поправки принимался дефицит всех катионов группы Y, а для зусманитов — $\Sigma Fe + Mn + Mg$, тогда как Al, соизмеримый с ΔY , целиком относился к избыточным октаэдрическим сеткам.

триклинная симметрия, политипы 1Tc и умеренное разупорядочение. У стрейчелита, образующего пластинчатые кристаллы, также обнаружены общие с магнезио- и ферротальком рефлексы на порошкограммах, но по электронограмме принята двухслойная ромбическая ячейка ($a = 19,46$, $b = 9,38$, $c = 11,38$ Å) с близгексагональным, однако, основанием. Вуд, правда, отмечает ряд неясных отражений на порошко- и электронограммах. Наиболее противоречит структурным данным приведенная выше интерпретация состава зусманита на тальковой основе. Зусманит вместе с тем образует толстотаблитчатые кристаллы, не характерные для филлосиликатов. Для него выведена кристаллическая структура из трехслойных пакетов, в которых два слоя с гексагональными кольцами тетраэдров соединяются слоем трехчленных тетраэдров. Последние связывают

по три гексагональных кольца каждого выше- и нижележащего слоев пакета. Вследствие отсутствия промежуточного трехчленного слоя тетраэдров на месте октаэдрического слоя слюдяной структуры три четверти ионов группы X исключаются. Этим же объясняется плохая спайность по (0001). Между трехслойными силикатными пакетами располагается щелочно-гидроксильный октаэдрический слой. На элементарную ячейку отнесены три таких сложных четырехслойных пакета. Однако, как уже отмечалось, ни один состав не отвечает теоретической формуле на основе этой структуры. Октакатионы (Mg, Fe, Mn) и кремний имеют типичное триоктаэдрическое соотношение Y_3Si_4 , а отношение Al/Si больше (до $1/4$), чем теоретическое ($1/17$). В связи с этим примечательно, что при изучении политипизма зусманита установлено разупорядочение тригональной симметрии, а также появление наряду с трехслойными тригональными также одно- и двухслойных триклинных политипов и вообще изменений ближнего порядка.

Предположение Вуда [64] о небольших модуляциях сложной структуры зусманита нисколько не ликвидирует полного несоответствия ей реальных составов. Поэтому, имея в виду отмеченные неясности в рентгеновских данных, мы трактуем рассмотренные выше вариации стехиометрии как признак смешанослойности стрейчелита и зусманита с резким преобладанием тальковых пакетов $(Fe, Mn, Mg)_3Si_4$, которые сочетаются с дополнительными октаэдрическими сетками, заполненными в основном Al , поскольку попыткам отнесения Al к тетраэдрическому элементу противоречит отсутствие правильных его соотношений "слюдяного типа" с катионами группы X . Наоборот, простые кратные отношения последних с молекулярной H_2O позволяют предполагать третий кристаллохимический компонент смешанослойных построек — межслой, в разной мере насыщенные водой в тех или иных правильных соотношениях с катионами X . Различные сочетания этих трех компонентов, также изменяющихся по составу (например, тальковые пакеты с разными катионами), и могут дать большое разнообразие смешанослойных построек, фиксирующееся как вариациями общей симметрии, так и политипии [33].

Не повторяя конкретных выводов по отдельным рассмотренным разновидностям тальковых минералов, отметим в заключение лишь наиболее общие положения, вытекающие из этого обзора. Прежде всего он подтверждает два предположения автора [33] о вероятном сокращении разрывов в эвдикатионных рядах ($Mg-Ni$, $Mg-Fe$) и о вероятном выявлении новых кваликатионных разновидностей (Мп-ферротальк).

Главная ошибка в подходах к минералам — стремление непременно связать их с некоторым одним моноструктурным типом, невзирая на явные противоречия с химизмом, что выглядит странно при микроскопическом анализе отдельных зерен, лишенных механических включений. Такой подход, проявленный, в частности, Вудом в отношении Мп-ферроталька и связанных с ним минералов, уже не раз побуждал исследователей предполагать отличную от общепринятой стехиометрию талька. Между тем последовательное тщательное рассмотрение стехиометрических соотношений, предпринимаемое автором, и в этом случае лишний раз подтвердило, с одной стороны, неизбежность структуры талька со стехиометрией Y_3Si_4 и с чисто кремнекислородными (без Al) тетраэдрическими

элементами, а с другой — смешанослойную природу тальковых минералов (с подчиненной примесью кристаллохимических элементов других структурных типов). Выявилась еще раз и дискретность вариаций состава даже в рамках единой чисто тальковой структуры, убедительным примером чему стали микронзондовые анализы отдельных чешуек, в данном случае рассмотренных здесь Мп-ферротальков.

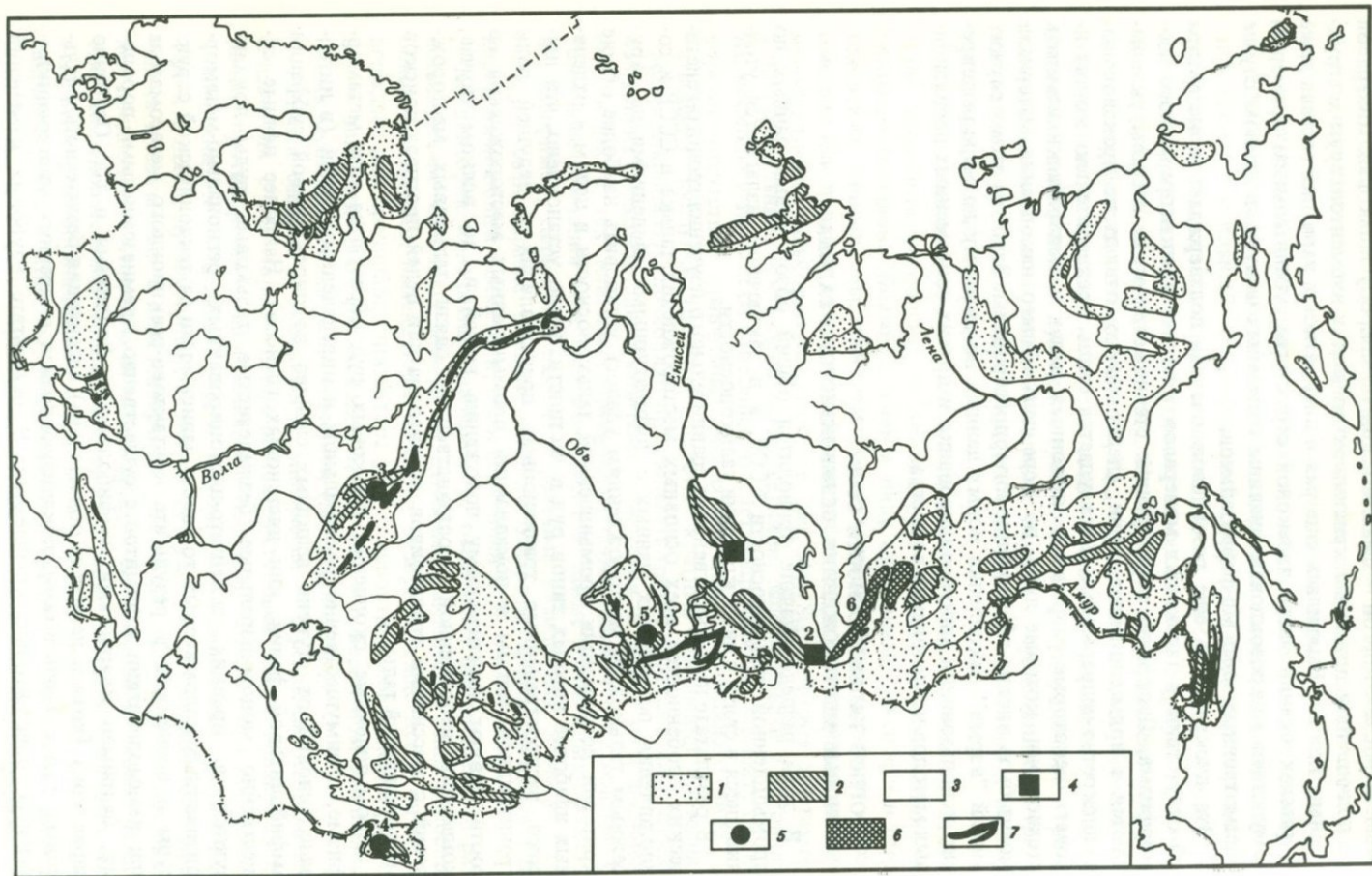
Эта дискретность еще раз в свою очередь подтверждает тезис автора об отсутствии у тальковых минералов классического непрерывного изоморфизма. Дискретно варьирующие стехиометрические составы укладываются в прямолинейные серии, следовательно, отнюдь не произвольны, а дискретно-непрерывны. Пока удастся лишь предварительно констатировать некоторые разрывы в катионных рядах и эмпирически наметить стехиосерию, которые лишь по мере дальнейшего накопления материала могут быть вполне обоснованно интерпретированы. Залогом этому служит явный "взрыв" накопления новых данных по химизму по мере расширения использования микронзондирования и других современных прецизионных методов исследования вещества.

ПРОГНОЗ ТАЛЬКОНОСНОСТИ СССР И НОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕЗЖЕЛЕЗИСТОГО ТАЛЬКА

В этом разделе вначале приводится общий обзор новых данных по промышленной тальконосности СССР, а в заключение излагаются уточнившиеся в связи с ними критерии тальконосности.

В результате непосредственного сравнительного изучения геолого-генетических особенностей всех основных месторождений талька в СССР и сопоставления полученных данных с литературными сведениями по зарубежным тальковым месторождениям удалось установить наиболее общие критерии локализации промышленной тальконосности в целом и отдельных наиболее важных типов руд в частности. Было установлено, что широко распространенные традиционные представления о ведущей роли гранитоидной магмы в локализации промышленных месторождений не соответствуют фактическому положению вещей и, во всяком случае, концепция неременной пространственной связи тальковых месторождений с массивами гранитоидов непригодна для целей прогноза поисков месторождений талька.

Промышленные скопления тальковых руд образуются при метаморфизме, преимущественно региональном и определенных фаций (в интервале условий от ступени аспидных сланцев до пироксеновой субфации амфиболитовой фации, или дистеновых гнейсов). Наиболее ценные существенно мономинеральные безжелезистые тальковые руды локализуются в древних складчато-дислоцированных регионально-метаморфизованных доломитовых толщах в зависимости от тектонической структуры и возникают в результате контактово-реакционного метасоматоза при взаимодействии доломитов с существенно кремнеземистыми породами, например кварцитами, амфиболитами, филлитами и т.д. Особенно характерна (хотя и не всегда обязательна) ассоциация безжелезистых тальковых руд с магнезитами, локализующимися в древних миогеосинклинальных доломитовых комплексах. В результате глубоких изменений



в древних корах выветривания за счет плотных гипогенных тальковых руд возникают дезинтегрированные порошковатые талькиты, из которых нацело выщелачивается вредная примесь карбонатов и которые, таким образом, представляют собой особо ценный естественно обогащенный тип руд, для большинства потребителей не нуждающийся практически ни в какой переработке (обогащении, дроблении, помоле).

Перечисленные главные особенности генезиса и локализации промышленных месторождений талька позволили выявить общие факторы локализации промышленных месторождений талька и рассмотреть тальконосность СССР в целом, в результате чего на основе тектонической и геологической карты СССР была составлена мелкомасштабная прогнозная схема, на которой все крупные месторождения и даже известные талькопроявления оказались в пределах наиболее благоприятных регионов, что уже отчасти подтвердило справедливость разработанной концепции.

На рис. 4 приведена упрощенная схема этой прогнозной карты и на ней выявлены крупнейшие эксплуатируемые и разведанные тальконосные поля, а также открытые в последнее время тальковые месторождения и провинции, с разной детальностью обсуждающиеся далее: Башкирское поднятие, Памирская тальк-магнезитоносная провинция, Кузнецкий Алатау, Западно-Прибайкальская и Мамско-Чуйская тальконосные провинции.

БАШКИРСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Наибольший интерес для поисков безжелезистого талька по сочетанию благоприятных географо-экономических факторов и геологических признаков представляет Башкирский антиклинорий. В этом регионе широко развиты протерозойские складчато-дислоцированные и метаморфизованные доломитовые толщи с многочисленными скоплениями магнезита, представленными, в частности, крупнейшей Саткинской группой. Доломиты с телами магнезитов приурочены к саткинской, бакальской и авзянской свитам. Во всех магнезитопроявлениях присутствует та или иная примесь талька. Более значительные талькопроявления показаны на рис. 5. Значительное распространение тальцитов известно на Сюрюньязском месторождении магнезита в 20 км западнее г. Белорецка, приуроченном к отложениям, сопоставляемым с саткинской свитой. Магнезиты Сюрюньязского месторождения заметно оталькованы и залегают совместно с вмещающими их доломитами в толще хлоритовых и тальк-хлоритовых сланцев. Внутри магнезитов имеются прослойки рассланцованного талькита, и непосредственно с ними ассоциируется довольно мощная толща рыхлого талька, вероятно порошковатые талькиты коры выветривания. Наиболее часто в литературе упоминаются в районе Сюрюньязских месторожде-

Рис. 4. Прогнозная схема тальконосности СССР

1 — обнаружение месторождений возможно; 2 — особенно благоприятные для поисков месторождений талька регионы; 3 — бесперспективные территории; 4 — крупнейшие эксплуатирующиеся (2 — Оютское) и разведанные (1 — Киргитейское) тальконосные рудные поля; 5 — проявления промышленной тальконосности, открытые в намеченных прогнозом особо благоприятных регионах (3 — Семиркатское поле в Башкирском поднятии, 4 — Памирская провинция, 5 — Алгуйское месторождение в Кузнецком Алатау); 6 — новые регионально-метаморфические тальконосные провинции, открытые в априорно намеченных прогнозом особо благоприятных регионах (6 — Западно-Прибайкальская провинция, 7 — Мамско-Чуйская провинция)

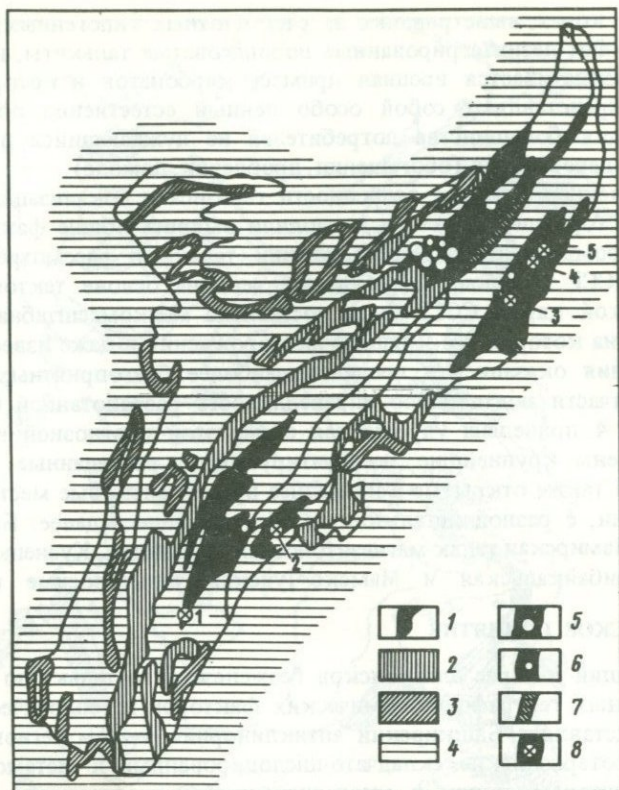


Рис. 5. Тальконосность Башкирского поднятия. В качестве основы использована прогнозная карта магнетитоносности поднятия [8]

1–3 – комплексы с участием магнезиально-карбонатных пород с уменьшающейся перспективностью выявления новых месторождений магнетита; 4 – бесперспективные по магнетитоносности формации; 5, 6 – месторождения магнетита (крупные и средние); 7 – тальконосная зона Зюраткульского глубинного разлома; 8 – другие талькопроявления (1 – Сюрюняжское, 2 – Семибратское магнетит-тальконосное поле, 3 – Веселовское магнетит-тальковое проявление, 4 – Медведевское, 5 – Орловское талькопроявления)

ний магнетита талькопроявления, описанные еще А.А. Краснопольским (на которые затем ссылались еще в 1889 г. Ф.Н. Чернышев при описании 139-го планшета общей геологической карты, в 1917 г. А.Н. Заварицкий по характеристике магнетитов России и т.д.). Эти обнажения расположены на правом берегу р. Сюрюняж, в 3 км выше устья Малый Сюрюняж. Прослой талькового сланца отмечены и на Азналкинском (Яндыкском) месторождении магнетита, расположенном между Сюрюняжским месторождением и Белорецком. Ассоциация тальковых сланцев с доломитами в долине р. Сюрюняж упомянута А.А. Григорьевым в районе между хребтами Майардак и Меншангун.

Значительные талькопроявления известны и в крайней северной части Башкирского антиклинория, где на Медведевском месторождении барита, в 14 км к северо-западу от Златоуста, мощность ассоциирующих с ба-

ритовой жилой и кварцитами аподоломитовых тальцитов, по данным В.И. Казанцева, достигает примерно 100 м. По данным П.А. Земайтченского, тальк-глинистые выветрелые сланцы и тальковые сланцы присутствуют на многих железных рудниках Башкирского антиклинория — на Бакале, Орловском руднике, в 10 км южнее Златоуста, и на ряде рудников района Белорецка (старые рудники Явлук, Кухтурские, Бельский, Куртмалинский). Во всех случаях при этом наблюдается их ассоциация с доломитами, а иногда приуроченность к контактам доломитов с выветрелыми сланцами или кварцитами. Оценить в настоящее время значение всех этих талькопроявлений трудно. Из старых описаний по всем признакам наибольший интерес представляют талькопроявления, связанные с Сюрюньзакскими магнезитами. Обращают на себя внимание и данные о большой мощности тальковых пород на Медведевском месторождении барита. При геологических работах последнего периода намечилось регионально развитое оталькование верхних подсвит магнезитонной саткинской свиты в зоне глубинного Юрезано-Зюраткульского разлома, ограничивающего среднюю и восточную структурно-формационные зоны Башкирского поднятия. Рассеянное оталькование местами сопровождается образованием существенно тальцитовых тел. В этой зоне известны и порошковатые талькиты (участки Боратный, Ахтенский, восточнее пос. Киватал). Одна из линейной тальконосной коры выветривания шириной до 500–800 м проходит через Медведевское месторождение барита и имеет общую протяженность около 10 км. В целом талькопроявления от Медведевки на юге до пос. Куватал на севере протягиваются на 60 км. В северной части этой зоны широко развиты также маршаллиты.

При поисках месторождений талька следует иметь в виду, что тальк легко эродируется и обычно его залежи не выходят на поверхность; по этой же причине он быстро дезинтегрируется и рассеивается в аллювии. В участках с достаточно детальным картированием следует ориентироваться на вскрытие тектонических нарушений по контактам магнезиально-карбонатных и силикатных пород, пересекающих такие контакты. При этом необходимо отметить, что именно по таким нарушениям часто наибольшего развития достигают линейные коры выветривания, а залежи талька не обязательно приурочены непосредственно к самим контактам сред разного состава, причем узкая локализация непосредственно в зонах дробления по мере нарастания глубинности формирования месторождений сменяется более общей связью с крупными нарушениями. Толщи Башкирского поднятия в момент вероятного формирования талька находились в достаточно глубинных условиях, которым могут соответствовать не слишком тесные связи тальковых залежей с дизъюнктивами. Таким образом, ключ к поискам талька в этом районе — расшифровка относительно крупных дизъюнктивных структур.

Прогнозные рекомендации по Башкирскому поднятию выдвигаются ИГЕМ начиная с 1960 г. При этом еще в 1965 г. особо подчеркивалась необходимость поисков порошковатых тальцитов коры выветривания. В 1980 г. в связи с обнаружением талькопроявлений в районах Веселовского и Семибратского месторождений магнезита в Миасском районе Челябинской области общие прогнозные рекомендации по Башкирскому поднятию были конкретизированы применительно к территории, непо-

средственно тяготеющей к Миасскому тальковому комбинату. Установленные особенности тальконосности Семибратского магнетитового поля наряду с широким проявлением здесь мощных линейных кор выветривания побуждают именно этот объект рекомендовать в качестве первоочередного для постановки оценочных и поисково-разведочных работ на безжелезистый тальк со специализацией в направлении поисков порошковатых тальцитов коры выветривания.

Порошковатые талькиты коры выветривания — новый особо ценный тип руд безжелезистого талька, выявленный и рекомендованный к использованию П.П. Смолиным, а затем освоенный (Киргитейское месторождение) с его участием. Главные особенности их формирования — естественные обогащение и переработка первичных гипогенных руд. В процессе выветривания из тальковых руд выщелачиваются вредные карбонатные примеси. При этом, как установлено, нацело удаляются даже крупные блоки и прослои карбонатных пород, а остаточная силикатная составляющая претерпевает контракцию и усадку. Сам тальк дезинтегрируется, расщепляясь не только по межзерновым границам, но и по спайности, как главной базальной, так и по второстепенным ее направлениям в вертикальной кристаллографической зоне. В результате первичные крупные чешуйки превращаются в несвязный порошок, преимущественно с пелитовыми (меньше 0,01 мм) размерами частиц. Химических изменений талька не происходит или они проявляются слабо с приобретением дополнительных ценных свойств. В частности, вследствие кристаллохимических преобразований, сопровождающихся некоторой дополнительной гидратацией, увеличивается адсорбционная способность талька, играющая положительную роль при использовании его в качестве полуинертного наполнителя, но не влияющая отрицательно при других видах использования.

Таким образом, порошковатые талькиты — не только естественно обогащенный, но и природно переработанный тип талькового сырья, по существу отвечающий товарному молотому тальку и для большинства потребителей не нуждающийся практически ни в какой переработке (обогащении, дроблении, помоле). В связи с этим рекомендовались [28] гидравлические и даже пневматические способы его добычи, которые в непрерывном цикле могли сопровождаться классификацией частиц по крупности с удалением грубых силикатных примесей. В настоящее время порошковатые талькиты крупнейших Киргитейского и Алгуйского месторождений составляют львиную долю балансовых запасов талька.

Как установлено, из порошковатых тальцитов в процессе их формирования удаляются лишь растворимые карбонатные примеси, тогда как силикаты, например кварц и хлорит, практически полностью сохраняются. В связи с этим на Киргитейском месторождении четко различаются пелитоталькиты уникальной чистоты, развитые в коре выветривания, наложившейся на мощную свиту послейных тальковых жил в доломитах, и сопряженные с ними по крупному тектоническому нарушению рудные тела порошковатого талька с прослоями маршаллита, возникшие за счет прослойно оталькованных кварцитов. Крупнейшее в СССР Алгуйское месторождение порошковатого талька образовалось в коре выветривания неравномерно оталькованных кремнистых доломитов, в которых тесно перемежались прослои талька, кварца и карбонатов. После выщелачивания карбо-

натного материала в тальковых рудах почти повсеместно сохранилась примесь кварца, в среднем составляющая около 12%, что обусловило большие трудности в создании рациональной схемы обогащения этих руд.

Порошковатые талькиты могут переотлагаться не только непосредственно в делювии на поверхностных выходах, но и в подземные карстовые полости, как это местами проявляется на Алгуйском месторождении, или в относительно крупные карстовые депрессии, как это имеет место на Киргитейском месторождении, где небольшие тела переотложенного порошковатого талька залегают среди глинистых, в том числе бокситоносных, отложений.

Все эти общие особенности порошковатых тальцитов следует иметь в виду при их изучении на Семибратском магнезитоносном поле.

На рис. 6 приведена схематизированная геологическая карта Семибратской (Златоустовской) структурно-формационной зоны, восточной в Башкирском поднятии. С запада она ограничена Кувашско-Машакской рифтогенной структурой, в которой преимущественно развиты метаморфизованные в амфиболитовой фации базитовые и риолитовые вулканиты кувашской и таганайской свит. В Семибратской зоне, так же как и в расположенном западнее рифтогена Саткинском блоке, широко развита сланцево-мергельно-карбонатная толща мощностью до 2,5–3 км. Это толща, обычно выделяемая здесь в уреньгинскую свиту, с размывом перекрывается песчаниками и кварцитами уйташской свиты. Последняя была параллелизована М.И. Гараном [7] с прототипической зильмердакской свитой верхнего рифея западной структурно-формационной зоны Башкирского поднятия, тогда как уреньгинская — с авзянской свитой среднего рифея прототипического разреза. Однако в наиболее изученном разрезе Семибратского магнезитоносного поля средняя и верхняя толщи уреньгинской свиты по ряду признаков лучше коррелируются с карбонатными толщами саткинской и частью бакальской свиты прототипического разреза нижнего рифея. К числу таких признаков относятся большая мощность карбонатного разреза, включающего магнезиты и характеризующегося увеличением железистости карбонатов вверх по разрезу, и принадлежность к одному широтному уровню (с разобщением кувашской рифтогенной линейной структурой). Разрез сланцево-карбонатных толщ Семибратки отличается от прототипического авзянского и наиболее близок по формационному набору саткинской свите, начиная с четвертой доломитовой ее подсвиты. В обоих случаях доломиты и песчанистые доломиты перекрываются сланцами аспидоидной формации, а затем ритмично-слоистыми глинисто-карбонатными отложениями домаинкоидной формации, с магнезитами. И далее, на доманикоидную магнезитоносную в обоих случаях налагают глинисто-доломитовые толщи, перекрывающиеся аспидной формацией бакальской свиты в Саткинском блоке и сланцево-терригенной формацией в Семибратской зоне. Эта корреляция и нашла отражение в структурно-стратиграфической интерпретации Семибратской зоны.

В Семибратской зоне талькопроявления приурочены к саткинской (уреньгинской) свите от г. Златоуста (Орловский рудник) на севере до пос. Юрак на юге на протяжении 70 км на участках Орловском, Веселовском и особенно широко (по скважинам) непосредственно в Семи-

братском магнезитоносном поле (см. рис. 6). На карте с целью ее разгрузки не показаны многочисленные в Семибратском поле дайки диабазов, залегающие в основном в плоскости раннего кливажа, почти совпадающего с напластованием. Диабазы иногда свежие, но большей частью подвержены рассланцеванию по трем системам кливажа и зеленокаменным изменениям. В них обычно проявляется такая же микроплойчатость, как и во вмещающих породах. Диабазы секутся более редкими дайками гранодиоритов. Иногда доля даек составляет $1/4-1/3$ в разрезе скважин.

При изучении опорного разреза Семибратского месторождения по 26 буровым скважинам глубиной до 706 м и общим метражом около 6000 м были установлены некоторые особенности тальконосности, которые необходимо учитывать при дальнейшем ее изучении.

1. Оталькование развито как в магнезитах, так и в доломитах почти повсеместно и независимо от многочисленных даек диабазов, около которых чаще проявляется слабая серпентинизация, реже — тремолитизация.

2. Лишь очень редко в небольших интервалах кремнеземистая примесь в карбонатных породах представлена кварцем, и почти всегда SiO_2 входит в метаморфические силикаты — тальк, серпентин и совместно с глиноземом в хлориты и редко слюды.

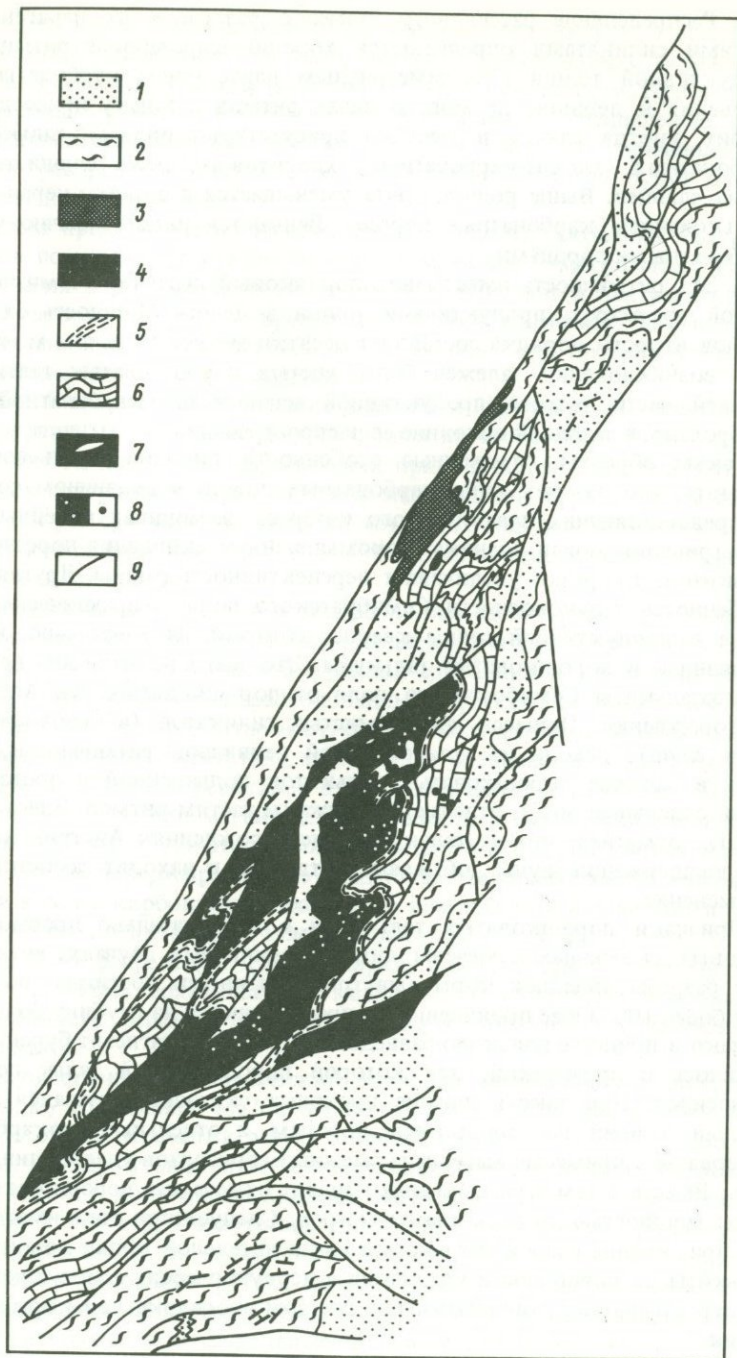
3. Среди проявлений тальконосности отмечены редкие жилы мономинерального талька, чаще всего мощностью лишь 0,1–0,3 м, но и до 2 м (по скв. 146 в интервале 310–312 м). Такие жилы, возникающие в результате реакционного метасоматоза с привнесом кремнезема в магнезиально-карбонатные породы из силикатных пород, позволяют рассчитывать на выявление промышленных залежей первичного мономинерального талька в благоприятных литолого-структурных узлах, в местах тектонической нарушенности на контактах существенно силикатных и магнезиально-карбонатных пород.

4. Однако гораздо шире проявляются тальк-карбонатные породы с переменным содержанием талька. Сплошные горизонты таких пород с содержанием талька в целом до 50% имеют мощность в десятки метров (например, в интервале 28,5–90 м по скв. 283).

5. Тальк в породах смешанного состава кристаллизовался двояко — преимущественно по первичной слоистости за счет послыйного окремнения и по кливажу в результате местного перераспределения кремнезема при метаморфизме в процессе деформаций. Последнее дополнительно свидетельствует о подвижности кремнезема и вероятных скоплениях первичного мономинерального талька в благоприятных литолого-структурных узлах. В магнезитах иногда наряду с оталькованием по трем системам кливажа и разноориентированным трещинам развито также сплошное межгранулярное (до 20%).

Рис. 6. Тальконосность Златоустовско-Семибратской структурно-формационной зоны

1 — зильмердакская свита (конгломераты, песчаники, кварциты, хлорит-мусковит-кварцевые сланцы); 2 — бакальская свита (углисто-слюдяно-кварцевые сланцы с прослоями доломитов); 3–5 — саткинская свита: 3 — нерасчлененная (доломиты, известняки, мергели, сланцы), 4 — третья толща (доломиты, карбонатно-глинистые сланцы, магнезиты), 5 — вторая толща (кварц-хлорит-серицитовые, карбонатно-глинистые черные сланцы); 6 — первая толща (глинистые и песчаные доломиты, глинистые сланцы); 7 — рудные тела магнезитов; 8 — массовое оталькование (по скважинам); 9 — главные тектонические нарушения



6. Распределение рассеянного талька в разрезе и его парагенезисы с другими силикатами определяются хорошо выраженной ритмичностью продуктивной толщи с асимметричным нарастанием карбонатности от основания к вершине ритмов. В низах ритмов к тальку присоединяется хлорит, иногда слюды и местами присутствуют прослои тальк-хлорит-карбонатных, хлорит-карбонатных, хлоритовых, реже слюдисто-хлоритовых сланцев. Выше роль хлорита уменьшается и развиты неравномерно оталькованные карбонатные породы. Венчаются ритмы обычно чистыми карбонатными породами.

7. Эта ритмичность имеет многопорядковый характер от микроскопической до разреза продуктивной толщи в целом. Мощность отдельных ритмов второго порядка составляет десятки метров. В целом можно ожидать возникновения залежей более чистых порошковатых тальцитов в верхней части разреза продуктивной магнезиально-карбонатной толщи и, вероятно, в западной половине ее распространения.

Таким образом, отмеченные особенности тальконосности позволяют полагать, что за счет тальк-карбонатных пород, в первичном состоянии не представляющих практического интереса, в мощных линейных корях выветривания могли возникать промышленные скопления порошковатых тальцитов, что резко увеличивает перспективность района. Другая важная особенность тальконосности Семибратского поля — практическое отсутствие в продуктивной толще кварца, который, следовательно, не будет загрязнять и порошковатые талькиты. Это выгодно отличает вероятные пелитоталькиты Семибратского поля от порошковатых руд Алгуйского месторождения. Примесь глиноземистых силикатов (в основном хлорита и слюд), исходя из установленной первичной ритмичности, должна быть в залежах порошковатых тальцитов подчиненной и обогащающей лишь отдельные зоны, отвечающие нижним частям ритмов. Здесь следует, кстати, отметить, что на тальковых месторождениях Австрии хлорит- и слюдосодержащие руды добываются отдельно и находят самостоятельное применение.

Признаки порошковатых тальцитов в первоначально просмотренных буровых скважинах отмечены лишь в единичных случаях, хотя сплошные разрезы линейной коры выветривания иногда достигают по скважинам более 100 м и ее проявления распространяются на глубину более 200 м. Однако в процессе поисково-разведочных работ на магнезит бурение производилось с промывкой, при которой порошковатый тальк полностью выносился. При таком способе проходки скважин нарушался и структурный элювий по силикатным породам, а отдельные апокарбонатные интервалы с примесью материала смежных горизонтов удаётся лишь угадывать. Вместе с тем в разведочных канавах отмечались порошковатые талькиты мощностью до нескольких метров. Следует при этом иметь в виду, что при крайне слабой связности и исключительной тонине порошковатые талькиты на поверхности удаляются в первую очередь и могут делювиально перекрываться глинистыми продуктами апосиликатной коры выветривания.

Изучение тальконосности Семибратского магнезитоносного поля целесообразно специализировать на выявление порошковатых тальцитов коры выветривания. В основу этих работ следует положить изучение геофизи-

ческими методами дизъюнктивной тектонической структуры посредством прослеживания линейных кор выветривания, приуроченных к разломам и сопровождаемым их зонам тектонической трещиноватости. При дальнейших буровых работах необходимо предпринимать специальные меры предосторожности (бурение всухую и т.д.) и учитывать указанные особенности распределения талька в ритмичности, которые будут определять вариации состава руд.

В целом предварительно намечается усиление оталькования вдоль зон разломов по западному и восточному обрамлениям Семибратского карбонатного поля в доломитах и мергелях, а в западной и центральной его частях (участок "Слань") — преимущественно в магнезитах. Ширина всей зоны оталькования достигает 600 м, на глубину оно прослеживается до 700 м (предельная глубина скважин).

В табл. 4 приведены химические анализы и нормативный минеральный состав первичных тальковых пород. Общая их особенность — неизменное присутствие Al и щелочей, отражающих примесь хлорита и слюд. Судя по заметному содержанию серы, железо в значительной мере входит в состав пирита, так что сам минерал тальк может быть очень маложелезистым. При повышенном содержании S (ан. 3, 5, 13) вероятно присутствие незначительной примеси сульфатов.

Нормативный минеральный состав позволяет сделать вывод об образовании талька преимущественно за счет исходной кремнистой примеси в карбонатных породах. В карбонатной фракции сохраняются остаточные магнезиальные карбонаты, недоизрасходованные в реакциях образования талька, что было бы маловероятно в случае привноса кремния. В этом отношении симптоматично присутствие магнезита в составах ан. 1–5, поскольку этот карбонат особенно реактивен в процессах талькообразования. В породах разреза по скв. 488 магний целиком входит в метаморфические силикаты (ан. 6, 7, 10, 11), и это позволяет предполагать (при отсутствии кварца) некоторое перераспределение вещества, преимущественно миграцию кремния в более карбонатные прослои до исчерпания в них магния в реакциях образования метаморфических силикатов. С другой стороны, в нижней части этого разреза (ан. 12–14) наряду с присутствием в карбонатной фракции доломита сохраняется и кварц, что свидетельствует вообще о незавершенности реакции дедоломитизации с образованием магнезиальных силикатов.

Преимущественно изохимический характер метаморфизма позволяет по валовому отношению Mg/Ca оценивать исходный состав карбонатных пород. По этому параметру разрез, опробованный по скв. 488, относится, вероятно, к одному мезоритму с известковистыми доломитами в основании (ан. 13) и с появлением примеси магнезита в трех пластах доломита выше (ан. 7, 10, 11). Присутствие свободного кварца внизу разреза, возможно, обусловлено не только окремнением, но и первичным песчаным материалом в основании ритма. Выше по разрезу — значительная глиноземистая примесь (содержание слюды до 13%), далее преобладали окремненные доломиты, иногда с примесью магнезита. Такая последовательность довольно типична для карбонатных толщ магнезитоносных комплексов.

Таким образом, в химически изученных первичных тальковых породах

Таблица 4

Химический состав тальковых пород Семипалатинского месторождения (в мас. %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	54,31	50,51	48,10	52,69	44,79	32,23
TiO ₂	0,07	0,04	0,01	0,18	0,04	0,03
Al ₂ O ₃	3,36	1,20	2,76	4,91	10,24	0,93
Fe ₂ O ₃	0,24	0,07	0,27	0,09	0,07	<0,07
FeO	0,90	0,85	0,51	1,11	0,78	1,06
MnO	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,05
MgO	30,58	30,35	32,57	31,45	32,82	16,89
CaO	1,65	3,86	2,34	1,12	0,69	25,44
Na ₂ O	0,06	0,09	0,06	0,05	0,11	0,08
K ₂ O	0,09	0,04	0,02	0,04	0,06	0,04
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05
П.п.п.	8,56	13,02	12,58	8,44	10,60	23,70
Сумма	99,96	100,08	99,25	100,11	100,23	100,50
CO ₂	5,94	8,25	9,73	2,20	1,65	19,36
S	<0,1	<0,1	0,27	<0,1	0,45	<0,1

Нормативный минеральный состав* (в ат. %)

Тальк	74,44	74,23	62,51	57,62	49,90	40,34
Хлорит	11,15	6,15	14,98	35,94	42,89	8,08
Слюда	1,47	1,46	0,92	1,06	2,45	6,53
Карбонат	12,94	18,16	21,59	5,38	4,76	45,05
	Ca ₂₁ Mg ₇	Ca ₃₆ Mg ₆₄	Ca ₁₉ Mg ₈₁	Ca ₄₀ Mg ₆₀	Ca ₃₂ Mg ₆₈	Ca ₁₀₀
Кварц	—	—	—	—	—	—
Mg/Са ат.	25,78	10,94	19,36	39,07	66,14	0,92

* В долях радикальных элементов (Si и C) минералов: тальк $Y_3[Si_4O_{10}](OH)_2$, хлорит $Y_6[Si_4O_{10}](OH)_8$, слюда $X_1Y_{2-3}[Si_4O_{10}](OH)_2$, валовая карбонатная фракция $(Ca, Mg)CO_3$, где $X = Na, K, Ca$ (при избытке от карбоната), Y — катионы R^{2+} и R^{3+} . К позициям Z относился Al лишь в слюде при обеспеченности им катионов X по минералу нормальной слюды с Al^{IV} (ан. 1—5, 8). "Хлорит" фактически может входить и в состав модального талька в качестве смешанослойной примеси.

пока не встречены составы без примеси иных силикатов, наблюдавшиеся в шлифах.

Наконец, и в детально изученном разрезе рыхлой тальковой толщи присутствуют примеси других силикатов, кроме талька. В табл. 5 суммированы данные пофракционного литологического анализа систематически отобранных проб по скв. 411. Содержание талька в резко преобладающих фракциях 0,25—0,01 мм существенно тальковых интервалов колеблется от 73 до 100%. Этот разрез безусловно подтверждает возможность накопления талька при выветривании. Однако вскрытая здесь толща, вероятно, представляет не элювиальную кору выветривания, а скорее продукты выполнения древнего карста. В пользу этого предположения свидетельствует

7	8	9	10	11	12	13	14
41,01	15,16	30,00	34,53	40,21	36,61	57,80	22,86
0,04	0,03	0,08	0,06	0,06	<0,01	0,04	0,04
0,98	0,60	1,88	1,30	1,30	0,58	1,15	0,90
<0,07	0,07	0,17	0,07	<0,07	0,24	0,47	0,35
1,26	0,46	0,86	0,93	1,06	0,53	0,40	0,93
0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,06
19,99	18,44	17,08	19,60	17,66	13,00	7,96	16,11
18,73	29,64	24,88	20,97	19,85	20,13	14,82	22,65
0,10	0,05	0,12	0,07	0,22	0,07	0,12	0,22
0,03	0,03	1,00	0,31	0,16	0,14	0,43	0,09
0,05	0,02	0,05	0,02	0,05	0,05	0,05	0,05
17,30	35,66	23,02	21,24	18,36	27,84	15,22	34,68
99,54	100,14	99,19	99,15	98,98	99,24	98,50	98,94
13,64	31,68	19,80	15,84	14,52	27,28	14,08	33,44
<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,45	<0,1

Нормативный минеральный состав* (в ат. %)

53,91	20,66	40,07	32,89	52,24	2,89	18,38	7,23
4,12	4,55	1,96	15,37	—	—	—	—
10,75	0,92	10,58	13,23	13,34	1,70	4,06	3,16
31,22	73,87	47,39	38,51	33,02	50,42	24,95	66,63
Ca ₁₀₀	Ca ₇₃ Mg ₂₇	Ca ₉₈ Mg ₂	Ca ₁₀₀	Ca ₁₀₀	Ca ₅₈ Mg ₄₂	Ca ₈₂ Mg ₁₈	Ca ₅₃ Mg ₄₇
—	—	—	—	1,40	39,99	52,60	22,98
1,48	0,87	0,96	1,30	1,24	0,90	0,75	0,99

Примечание. 1–5 – апомажнезитовые породы (1 – скв. 449, гл. 167,5 м; 2 – скв. 449, гл. 131,1 м; 3 – скв. 508, гл. 376,5 м; 4 – скв. 146, гл. 310,4–312,0 м; 5 – скв. 343, гл. 219 м); 6–14 – типичные анализы из 23 систематических проб, отобранных по скв. 488 в интервале 12,0–31,5 м (6 – 13,2–13,7 м; 7 – 13,7–14,2 м; 8 – 18,4–19,4 м; 9 – 20,0–21,0 м; 10 – 23,0–24,0 м; 11 – 25,0–26,0 м; 12 – 29,0–30,0 м; 13 – 30,0–31,0 м; 14 – 31,0–31,5 м). Анализы выполнены в ЦХЛ Челябинской комплексной геологоразведочной экспедиции ПГО "Уралгеология".

присутствие местами роговой обманки, доломита, т.е. свежих минералов, разлагающихся в коре выветривания, а также несвойственных первичным тальк-карбонатным породам андалузита, хлоритоида, граната, эпидот-цоизита, турмалина, кварца.

Вертикальная мощность существенно тальковых интервалов до гл. 54,0 м составляет 40,8 м. Для исследования обогатимости по всему интервалу была отобрана технологическая проба. Средний химический состав ее оказался следующим (в мас. %): MgO – 23,53; Fe₂O₃_{сум} – 3,67; Fe₂O₃_{раств. в HCl} – 3,32; нераств. ост. – 89,3%; п.п.п. – 6,67. Из этой пробы в Уралмеханобре посредством флотации получен тальковый концентрат состава (в мас. %): MgO – 30,0; Fe₂O₃_{сум} – 1,1;

Таблица 5

Минеральный состав (литологический анализ) рыхлой тальковой толщи (скв. 411)

Интервал, м	Породообразующие, по фракциям*				Рудный**	Характерные акцессорные***
	0,25–0,01		< 0,01	> 0,25		
	главный, содержание	прочие				
0,8–5,6	<i>Tc</i> 75–100	<i>Chl</i> , <i>Mc</i> , <i>K</i>	<i>K</i> , <i>Mc</i>	<i>Tc</i> ; <i>K</i> + <i>M</i> ; <i>Mc</i>	<i>Ru</i>	<i>Zi</i>
5,6–11,0	<i>K</i> 80–85	<i>Tc</i> , <i>Mc</i> , <i>Cc</i>	<i>K</i>	<i>Qz</i>	<i>Mgt</i>	<i>Hb</i> , <i>Do</i>
11,0–18,0	<i>Tc</i> 87–95	<i>Chl</i> , <i>K</i> , <i>M</i>	<i>Tc</i> 30, <i>K</i> + <i>M</i>	<i>hFe</i> , <i>Chl</i> , <i>Qz</i>	<i>Ru</i>	
18,0–23,5	<i>Tc</i> 86–89	<i>Chl</i> , <i>M</i> (?)	<i>Tc</i> 30; <i>K</i> + <i>M</i>	<i>hFe</i> , <i>Chl</i> , <i>Qz</i>	<i>Ru</i>	
23,5–31,0	<i>Tc</i> 83–91	<i>Chl</i> , <i>Qz</i> , <i>Ab</i>	<i>Tc</i> 30; <i>K</i> + <i>M</i>	<i>hFe</i> , <i>Qz</i>	<i>Ru</i>	<i>Ad</i> , <i>Ap</i> , <i>Chd</i> , <i>Gr</i>
31,0–38,0	<i>Chl</i>	<i>Ab</i> , <i>Qz</i> , <i>Mc</i>	<i>K</i> , <i>hMc</i> , <i>M</i>	?	<i>Mgt</i>	<i>Ap</i> , <i>Hb</i> , <i>Zi</i>
38,0–52,0	<i>Qz</i> 56–75	<i>Tc</i> , <i>K</i> , <i>Mc</i>	<i>Tc</i> 40; <i>K</i> + <i>hMc</i>	<i>Qz</i>	<i>Mgt</i> , <i>Ru</i>	<i>Ap</i>
52,0–54,0	<i>Tc</i> 73–86	<i>Chl</i> , <i>Qz</i>	<i>M</i> + <i>hMc</i> (?), <i>Chl</i> , <i>Mc</i> , <i>Qz</i>	<i>Qz</i> ; <i>Tc</i> + <i>Qz</i> + <i>Chl</i> ; <i>Chl</i>	<i>Ru</i>	<i>Ap</i>
54,0–60,5	<i>Do</i>	<i>Mc</i> , <i>Chl</i> , <i>Tr</i>	Выветрелые, но связные породы			
60,5–82,0	Диабаз					
82,0–99,5	<i>Do</i>	<i>Tc</i> до 35%				
99,5–117,0	<i>Do</i>	<i>Tc</i> , <i>Chl</i> , <i>Qz</i> , <i>K</i>				
	(песок)	<i>Ab</i>		<i>Qz</i> ; <i>Chl</i> + <i>Mc</i> + <i>Do</i>	<i>Ru</i>	<i>Hb</i> , <i>Tr</i> , <i>Gr</i>
117,0–123,1	<i>Chl</i>	<i>M</i> , <i>Ep</i> , <i>Qz</i> , <i>Cc</i>	<i>M</i>	<i>Cc</i> + <i>Chl</i> + <i>Qz</i> ; <i>Ep</i> + <i>Chl</i> ; <i>Cc</i>	<i>Mgt</i>	

* Во фракции < 0,01 *K* + *M* – тесные смеси каолинита и монтмориллонита в неясных количественных соотношениях, во фракции > 0,25 знаком "+" обозначены полиминеральные обломки (породы).

** Среди рудных повсеместно присутствуют гидроокислы Fe, обычно резко преобладающие в тяжелой фракции.

*** Приведены только характерные минералы, во всех рыхлых интервалах присутствуют также турмалины (эльбаит) и эпидот-цоизит.

Примечание. *Ad* – андалузит, *Ap* – апатит, *Cc* – кальцит, *Chd* – хлоритойд, *Chl* – хлорит, *Do* – доломит, *Gr* – гранат, *Hb* – роговая обманка, *hFe* – гидроокислы железа, *hMc* – гидрослюда, *K* – каолинит, *M* – монтмориллонит, *Mc* – слюда (мусковит), *Qz* – кварц, *Ru* – рутил, *Tc* – тальк, *Tr* – тремолит, *Zi* – циркон. Анализы выполнены с привлечением термических и рентгеноструктурных определений в ЦХЛ ПГО "Уралгеология".

Fe_2O_3 раств. в HCl – 0,75; нераств. ост. – 95,6; п.п.п. – 5,3. Выход его составляет 43,13%. Тальковый концентрат отвечает требованиям ГОСТ 197–9474 для резинотехнических изделий (нераств. ост. – 90%; Fe_2O_3 раств. в HCl – 0,9; Fe_2O_3 металл – 0,04; п.п.п. – 6%). Прогнозные ресурсы порошкового талька в Семибратском поле оцениваются, по

существующим данным, в 10–15 млн. т, а в Веселовско-Семибратском районе — в целом по категории P_3 в 50–60 млн. т.

Однако, как уже отмечалось выше, все пока опробованные первичные и вторичные порошковатые тальковые породы относятся к числу загрязненных примесями. Для выявления чистых, прежде всего порошковатых, тальковых руд необходимо проведение специализированных поисковых работ с прослеживанием линейных кор выветривания геофизическими методами (грави- и магниторазведка, площадные работы методом ВЭЗ) и последующим бурением на площади всего Семибратского поля ($\sim 300 \text{ км}^2$), в первую очередь в магнезитоносном горизонте и залежах магнезита.

Памирская магнезит-тальконосная провинция

Тальконосность горанской свиты докембрия Юго-Западного Памира известна с 30-х годов, практически с начала геологического исследования региона [15]. В обзоре П.П. Смолина [27] по результатам работ первого периода были отмечены западная Припанджская тальконосная полоса и Горондаринское месторождение в восточной части распространения горанской свиты, а также два типа оталькования магнезиально-силикатных пород — относительно мелкие его проявления в ассоциации с серпентином за счет формирования форстеритовых скарнов (по данным Н.А. Хорева) и более крупные — в ассоциации с тремолитами с мелкочешуйчатым флогопитом. Отмечалась неясность причин приуроченности тальконосности к контактам гнейсов и доломитовых мраморов только нижней горанской свиты мощной ваханской серии памирского докембрия, поскольку доломиты встречаются и в других свитах этого метаморфического комплекса. При дальнейших исследованиях, особенно при геологическом картировании Юго-Западного Памира в 1960-х годах, выяснилась магнезитоносность горанской свиты и преимущественное образование талька в связи с магнезитами. В.И. Киселев [13] показал различия магнезиально-силикатных пород, обусловленные магнезитовым, смешанным магнезит-доломитовым и доломитовым исходным составом мраморов. В ассоциации с одними магнезитами, как оказалось, тальк ассоциируется с практически бескальциевыми амфиболами и энстатитом, не распознанными при ранних исследованиях. При отсутствии точных оценок состава карбонатных пород и достоверного определения пироксенов и амфиболов в прежних предварительных описаниях проявлений талька не всегда ясна принадлежность их к ультрамагнезиальному или известково-магнезиальному (с тремолитом) типам. Выяснились и некоторые особенности состава самого талька, в частности высказанное П.П. Смолиным предположение [33] о присутствии смешанослойной примеси слюдяных пакетов.

Особенности химизма талька. В табл. 6 приведены анализы чисто отобранных мономинеральных образцов талька, средний состав тальцитов разведанного Мальводжского месторождения (ан. 16) и два типичных микрозондовых анализа Na—Al-тальков из афганского аналога горанской серии — формации сарэсан (ан. 14, 15). Из особенностей состава следует отметить прежде всего присутствие значительных количеств фтора, когда он определяется, что вообще присуще апокарбонатным

Таблица 6

Химический состав тальков горанской свиты (в мас.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	62,12	62,49	62,20	61,67	61,77	61,10	61,39
TiO ₂	0,22	0,09	Сл.	0,10	0,09	0,23	0,14
Al ₂ O ₃	0,63	0,85	0,32	0,71	1,52	1,51	1,12
Fe ₂ O ₃	0,39	0,00	Не обн.	0,34	0,00	0,40	0,41
FeO	0,00	0,36	0,09	0,00	0,27	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	Не обн.	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	31,51	31,40	32,09	31,61	31,44	31,25	31,36
CaO	0,14	0,00	Не обн.	0,14	0,00	0,14	0,14
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,24	0,09	Не опр.	0,16	0,04	0,13	0,22
CO ₂	0,00	0,00	„	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O ⁺	Не опр.	Не опр.	4,85	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H ₂ O ⁻	0,00	0,20	0,16	0,00	0,21	0,00	0,00
F	Не опр.	Не опр.	0,26	0,50	Не опр.	Не опр.	Не опр.
П.п.п.	4,59	4,35	5,40	4,88	4,70	4,67	4,71
Сумма	99,84	99,63	99,68	99,51	99,83	99,30	99,49
Нормативный (минальный) состав** (в ат.%)							
Тальк	87,68	88,97	95,35	83,82	74,30	74,73	79,61
Хлорит	12,33	11,03	4,04	16,16	25,70	25,27	20,39
Слюда	—	—	0,61	—	—	—	—

*Микрозондовый анализ; H₂O⁺ приводится по разности 100% — сумма остальных окислов.

**В долях миналов: талька Y₃[Si₄O₁₀](OH)₂, хлорита Y₆[Si₄O₁₀](OH)₈, слюд — Na-флогопита NaMg₃[AlSi₃O₁₀](OH)₂ и кальцитоталька CaMg₂[Si₄O₁₀](OH)₂. Al отнесен к тетраэдрическим позициям лишь по миналу Na-флогопита, поскольку с принятием миналов клинохлора и маргарита возникал дефицит октаэдрических катионов основных пакетов 2:1. При наличии P₂O₅, обеспечивающего связывание Са в минале апатита (ан. 1—7), кальцитотальк не выделялся. В ан. 10—13, где P₂O₅ не определялся, также возможно присутствие апатита, а в ан. 16 (без определения CO₂) — незначительная примесь кальцита. Избыток октаэдрических катионов группы Y в действительности может быть обусловлен частичным входением Al в тетраэдрические позиции минала хлорита и наличием механической примеси

талькам [33] в отличие от апогипербазитовых. Примечательна постоянная значительная примесь глинозема вплоть до 6,70 мас.%. В последнем составе доля Al превышает все известные до сих пор его содержания в тальке. Характерно присутствие небольшой изменчивой примеси трехвалентного железа, иногда резко преобладающего над кислым, также Ti, а в некоторых анализах — щелочей. Окисное железо присутствует и в анализах образцов, явно лишенных видимых механических загрязнений, и, очевидно, входит в состав самого талька.

Во всех случаях при пересчетах по принятому для талька способу [33] обнаруживается хотя бы небольшой избыток октаэдрических катионов и

8	9	10	11	12	13	14*	15*	16
61,10	59,31	61,70	56,54	61,37	61,60	60,61	59,35	59,59
0,17	0,23	0,04	0,02	0,05	0,06	0,24	0,39	Не опр.
2,20	3,57	1,39	6,70	1,66	0,64	2,52	3,43	1,25
0,00	0,43	0,20	0,45	0,64	0,43	Не опр.	Не опр.	0,53
0,36	0,18	0,22	0,60	Не обн.	0,22	0,30	0,24	0,43
0,00	0,00	Сл.	Сл.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не опр.
31,90	30,60	31,47	30,61	31,05	31,22	30,26	30,16	30,23
0,00	0,28	0,41	Сл.	1,12	0,85	Не обн.	Не обн.	0,72
0,00	0,00	0,32	0,30	0,35	0,26	0,04	0,03	Не опр.
0,20	0,26					0,66	0,88	„
0,05	0,17	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	„
0,00	0,00	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	„	„	„
Не опр.	Не опр.	4,22	4,05	3,75	4,10	5,33	5,52	„
0,19	0,00	0,14	0,69	0,00	0,41	Не опр.	Не опр.	„
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	„	„	„
3,70	4,82	„	„	„	„	„	„	4,50
99,68	99,85	100,11	99,96	99,99	99,80	94,63	94,48	—

Нормативный (минальный) состав** (в ат.%)

86,82	82,70	88,74	61,49	82,90	89,09	89,27	83,93	87,77
10,66	11,89	4,46	34,34	5,09	1,80	2,43	4,67	6,70
2,52	5,31	6,80	4,07	12,11	9,11	8,30	11,40	5,53

экстатита и антофиллита (особенно в валовых пробах ан. 16). За исключением микрозондовых анализов 14 и 15, нетальковые компоненты могут быть не только смешанно-слоистой, но и механической примесью.

Примечание. Анализы 1, 2, 4–9 даны по В.И. Киселеву [13]; 3, 14, 15 – по [33]; 10–13 – оригинальные М.А. Лицарева (аналитик М.Г. Замуруева); 16 – по [14]. Места взятия образцов: 1, 2 – месторождение Кухилал; 3, 4 – месторождение Мальводж; 5, 8 – р. Дараи-Стаж; 6, 7, 9 – р. Гандарв; 10, 11 – месторождение Худук; 12, 13 – Горондаринское месторождение; 14, 15 – Na–Al-тальки из метагалоупелитового "белого кристаллического сланца" формации сарзанг, Афганистан; 16 – средний состав талька по 63 бороздовым пробам Мальводжского месторождения. Нераств. ост. 89,21.

преимущественная недосыщенность водой. При обсуждении кристаллохимических соотношений элементов в этих составах целесообразно сопоставление с микрозондовыми анализами Na–Al-талька из формации сарзанг. В последних также присутствует заметная примесь Ti, в связи с чем можно предполагать его вхождение в решетку талька, вероятно в тетраэдрические ее позиции. Наоборот, кальций в микрозондовых анализах афганских тальков отсутствует. В связи с этим и установленным отсутствием CO₂ (и соответственно примеси карбонатов) во всех анализах памирских тальков обращает на себя внимание наличие ощутимой примеси P₂O₅, достаточной для связывания всего CaO в виде небольшого коли-

чества апатита. Афганские Na—Al-талыки хорошо интерпретируются как смешанослойные постройки с примесью пакетов Na-флогопита с миналом $\text{NaMg}_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})$ и парагонита $\text{NaAl}_2(\text{Al}_1\text{Si}_3\text{O}_{10})$.

В памирских талыках при раздельном определении щелочей, так же как в афганских, обнаружен лишь Na. Можно полагать, что и в памирских талыках присутствует небольшая примесь (до ~ 12 ат.%) пакетов Na-слюды, а избыток октаэдрических катионов обусловлен некоторой примесью (до 8 ат.%) пакетов хлорита. Особое внимание, конечно, привлекает наиболее глиноземистый состав. Естественно, столь значительная глиноземистость талыка нуждается в проверке на присутствие возможной механической примеси хлорита. Однако по пересчету на долю хлорита приходится около 1/3, и такая большая его механическая примесь не могла быть не замечена в чисто отбиравшемся материале. При пересчете этого анализа с выделением примесей Na-слюд остается несвязанным большое количество Al. В предположении о вхождении в этот минерал пакетов клинхлора $\text{Mg}_5\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$, как это имеет место в кулькенте, регулярном смешанослойном талык-хлорите, обнаруживается нехватка прочих октаэдрических катионов. Поэтому наиболее вероятны вхождение Al в дополнительные октаэдрические сетки хлоритовых пакетов и следующий состав смешанослойной постройки:

$$1,0000 \left\{ \begin{array}{l} 0,0407 \text{ парагонит} \\ 0,2994 \left\{ \begin{array}{l} 0,1705 \text{ Al—Mg} \\ 0,0236 \text{ Fe}^{3+}\text{—Mg} \\ 0,1053 \text{ Mg—Mg} \\ 0,6599 \text{ Mg-талык} \end{array} \right\} \text{ хлорит} \end{array} \right\} \left\{ \begin{array}{l} 1/5 \\ 1/9 \\ 2/3 \end{array} \right\} 1/3,$$

т.е. это талык, в котором примерно каждый третий пакет представлен иным структурным типом, в основном хлоритовым (талык с дополнительной октаэдрической сеткой).

Примесь слюдяного компонента того же порядка выявляется по пересчету и в остальных памирских талыках, в которых установлено присутствие Na. В среднем составе талыка Мальводжского месторождения, несмотря на неполноту набора определявшихся компонентов, проявляются некоторые характерные особенности состава чистого материала — значительные примеси Al и Fe^{3+} , того же порядка избыток октаэдрических катионов.

Парагенезисы и проблема фаций глубинности талыконосности. Талык в ассоциации с безводными метаморфическими силикатами традиционно считается регрессивным минералом. Однако как непосредственные его проявления в качестве максимального метаморфического минерала [32], так и экспериментальные данные об очень широком интервале температур кристаллизации свидетельствуют о возможностях его образования при высокотемпературном прогрессивном метаморфизме. В частности, в классических экспериментальных исследованиях систем $\text{MgO—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ [1] и $\text{MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ [12] показана устойчивость талыка до температур 800 °C и возможность его совместной кристаллизации при высоких давлениях H_2O с форстеритом, энстатитом, антофиллитом и пиропом. Совместная кристаллизация талыка с энстатитом затем указывалась для метаморфитов Альпийской зоны [8], а так-

же была предположена и для горанских ультрамагнезиальных пород [32]. Вместе с тем как термодинамический анализ [16, 17], так и природные соотношения [27] свидетельствуют в целом о кристаллизации талька в довольно широких условиях относительно умеренной глубинности. Тальк практически отсутствует, во всяком случае, в субвулканической обстановке и в наиболее глубинной гранулитовой фации метаморфизма (например, в магнезиально-силикатных породах алданского архейского комплекса).

Ультрамагнезиальные метаморфиты в общем подобны гипербазитам дунит-гарцбургитовой формации, при метаморфизме которых также намечается зависимость от глубинности с чистой серпентинизацией в наименее глубинных условиях, широким оталькованием в фации зеленых сланцев (совместно с антигоритом, хлоритом, актинолитом, биотитом в контактово-реакционной зональности) и равновесной кристаллизацией талька совместно с антофиллитом и энстатитом в наиболее глубинной обстановке непосредственно в апогипербазитовых телах [2]. Последняя ассоциация очень близка к проявляющейся в горанских ультрамагнезиальных породах. По термодинамическим расчетам [11, 21] и присутствию кианита и силлиманита условия метаморфизма горанской толщи определяют давлением 6–10 кбар и относят этот комплекс к фации дистеновых гнейсов [21] или биотит-кианитовой субфации амфиболитовой фации [11]. По наиболее распространенному максимальному породообразующему типоморфному силикату этот комплекс был также нестрого определен как пироксен-амфиболитовая субфация [31]. По общему согласию исследователей, он считается менее глубинным по сравнению с алданским архейским.

Наиболее крупные анхимономинеральные тела талька тесно ассоциируются с энстатитами и реже с амфиболовыми породами с не всегда ясной видовой принадлежностью амфибола. Нередко в тесной ассоциации с тальком присутствует мелкочешуйчатый флогопит. По распространенному мнению, памирский тальк имеет чисто регрессивную природу, что подтверждается признаками замещения тальком энстатита и антофиллита. Однако сами по себе обособления мощных тел талька и закономерное расположение их в разрезах пачек ультрамагнезиальных пород позволяют связывать талькообразование с условиями наиболее интенсивного метаморфизма и искать первопричину локализации его залежи в градиентах концентраций породообразующих компонентов. Экспериментально обоснованные возможности кристаллизации талька в равновесии с энстатитом, конечно, не исключают и некоторого замещения энстатита тальком в условиях понижения температуры, которые привлекают внимание исследователей в первую очередь.

Вероятно, Памиро-Афганский магнезит-тальконосный комплекс представляет собой наиболее глубинное проявление промышленной тальконосности. Близок к нему корейский намдечонский комплекс [8], в котором наряду с мигматитами в основании разрезов пачек, переходных к магнезиту, присутствует, как и в горанской свите, дистен, а в магнезитах — форстерит. Однако локализация талька в этом комплексе из доступной информации неясна. Главная особенность массового талькообразования на Памире — теснейшая связь с магнезитами в ультрамагнезиально-силикатных полосчатых пачках. В располагающихся в единых с ними

разрезах доломитовых мраморах (например, на Кухилалском месторождении) и прилегающих к ним силикатных породах тальк отсутствует.

О региональной стратиформности тальконосности. В связи с намечающейся теснейшей связью талька с магнезитами проявляются и условия проявления тальконосности в разрезе горанской свиты. Возникшие, было, представления о распространении магнезитов по всему разрезу свиты оказались ошибочными, и при ее расчленении на ритмологической основе была показана приуроченность магнезитов в Припяджской полосе к пяти уровням в трех надритмах трех верхних под-свит [36]. Фактическое распределение проявлений талька, хотя и не удалось пока строго скоррелировать со стратиформной магнезитоносностью, тем не менее также приурочено к верхней части свиты (рис. 7). При этом тальк, как и магнезиты, фиксируется в Припяджской полосе на нескольких уровнях. В самых верхах свиты в Припяджской полосе установлены пока лишь доломитовые мраморы, отсутствуют здесь и месторождения флогопита и лазурита, локализующиеся в доломитах и связываемые в последний период с исходной повышенной щелочностью (эвапориты) [19]. Поэтому интересно было оценить особенности тальконосности восточной части области распространения горанской свиты с флогопитовыми и лазуритовыми месторождениями. В связи с предполагаемой метатагалопелитовой природой афганских Na-Al -тальков [62, 33] такого же типа его разновидности могли быть приурочены, по мнению П.П. Смолина [33], к верхним частям горанской свиты, поскольку на Кухилалском и Мальводжском месторождениях тальк без щелочей. Непосредственно на промышленных месторождениях лазурита и флогопита, локализующихся в связи с доломитами, тальк, по наблюдениям М.А. Лицарева и В.И. Киселева, отсутствует. Однако несколько ниже по разрезу в непосредственной близости от Горондаринского месторождения лазурита и флогопита располагается одноименное месторождение талька. В анализах талька из двух тел этого месторождения (см. табл. 6, ан. 12, 13) действительно присутствует заметная примесь щелочей, а в непосредственной ассоциации с тальковым телом 2 мрамор по пересчетам дериватограмм содержит до 70% магнезита наряду с доломитом и небольшим количеством кальцита, а также форстерита и флогопита [20].

Другие Na -содержащие тальки из верховий р. Дарай-Стаж и р. Абхарв (см. табл. 6, ан. 8, 9) также приурочены к самым верхам горанской свиты и располагаются в бассейне Абхарва в разрезе несколько ниже одноименного месторождения флогопита (Худуского по В.И. Киселеву). И здесь известны достоверные магнезитовые мраморы, хотя соотношения их с тальконосностью из доступной информации в деталях неясны. Натрийсодержащие тальки, особенно ан. 15, несколько жестче типичных тальков Мальводжского и Кухилалского месторождений, как это, ранее было установлено для кальцитоталька, смешанослойного талькового минерала с примесью слюдяных пакетов [24, 30].

Наряду с несомненной приуроченностью тальконосности к верхней части горанской свиты и связью ее с горизонтами магнезитов следует отметить мелкие проявления талька в нижней части свиты (реки Баршор, Авдж) в ассоциации с кварцитами при неясности состава исходных карбонатных пород.

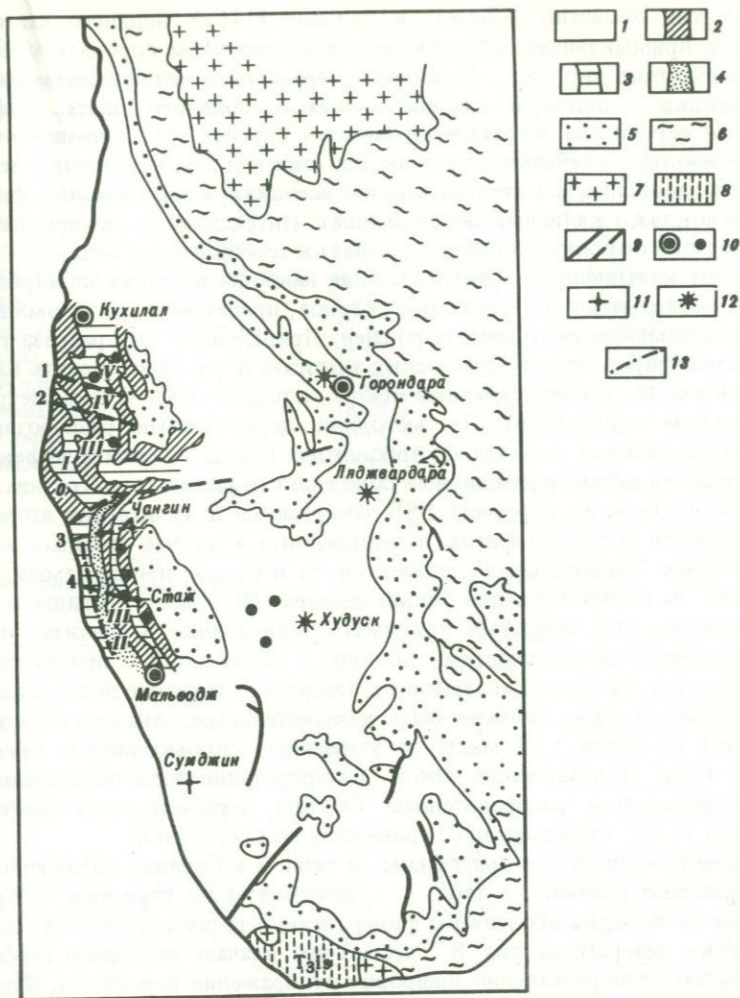


Рис. 7. Тальконосность горанской свиты докембрия Юго-Западного Памира

1-6 — свиты ваханской серии докембрия: 1 — горанская, 2-4 — подсвиты горанской свиты, выделенные по ритмолитологической корреляции опорных разрезов 1-4: 2 — карбонатно-вулканогенно-глинистые (0, III, V), 3 — карбонатно-глинистые (I, IV), 4 — карбонатно-глинисто-псаммитовая (II); 5 — хорогская; 6 — друмдаринская и врангелльская; 7 — граниты Памиро-Шугнанского комплекса; 8 — отложения триаса; 9 — главнейшие разломы; 10-12 — месторождения и проявления: 10 — талька, 11 — форстерита и энстатита, 12 — флогопита; 13 — линии опорных разрезов горанской свиты в Припанджской полосе

Стехиопетрохимический аспект метаморфической дифференциации в горизонте кальцифиров Мальводжского месторождения талька, Юго-Западный Памир. Силикатные породы — талькиты, энстатиты и флогопит-тремолиты — на Мальводжском месторождении талька контактируют с горизонтом кальцифиров мощности 15-25 м, в карбонатной составляю-

щей которых отмечены доломит и кальцит [14]. У верхнего контакта горизонта, примыкающего к магнезиально-силикатным породам, установлено присутствие диопсида, форстерита, тремолита, антофиллита, флогопита, изредка — шпинели, кварца, калиевого полевого шпата, графита, вторичных серпентина, талька и, возможно, брусита (?). У нижнего контакта горизонта с гнейсами отмечены прожилки и линзы зеленого мелкозернистого диопсида, с которым обычно ассоциируются тремолит, флогопит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат. Интенсивность некарбонатной минерализации от обоих контактов убывает к середине горизонта.

Горизонт кальцифиров трактовался как наиболее внешняя апокарбонатная зона метасоматической колонки скарнов, представленных упомянутыми магнезиально-силикатными породами. Приведенные для разреза горизонта кальцифиров десять химических анализов позволяют оценить вариации химизма по стехиопетрохимической методике SSS (стехиометрической системы седиментов). Эта методика, первоначально разработанная для слабоизмененных силикатно-карбонатных пород, оказалась эффективной и для более метаморфизованных пород такого смешанного состава.

Основная операция пересчета SSS заключается в вычислении атомных коэффициентов всех элементов в эквиваленте к сумме атомных количеств главных "радикальных" элементов Si и $C_{карб}$, принимаемых, следовательно, за нормализующий общий делитель $Si + C = 1$. В данном случае в качестве CO_2 пришлось принимать приведенные в анализах п.п.п. Это сопряжено с возможностями ошибок в связи как с присутствием других летучих, так и с окислением Fe. Однако содержание воды, судя по минеральному составу, должно быть незначительным. Аналогично содержание FeO не более 1,29 мас.% не уменьшало сколько-нибудь заметно величину п.п.п. Приемлемость такой интерпретации п.п.п. подтвердилась удовлетворительным распределением Ca при пересчете, поскольку Ca иногда был точно эквивалентен C, принятому по $CO_2 =$ п.п.п.

Стехиопетрохимические диаграммы. В табл. 7 в порядке увеличения Si даны первичные анализы, в табл. 8 — результаты их пересчета. Номера в этом же порядке обозначены фигуративные точки составов на стехиометрических диаграммах рис. 8. Рассмотрим вначале наглядное графическое, а затем непосредственно цифровое отображение пересчетов. Каждая из диаграмм подчеркивает те или иные особенности химизма. Наиболее объективно и полно валовые составы отображаются на бинарной диаграмме рис. 8, а SCR, на которой в зависимости от величины $s = Si/Si + C$, т.е. от атомной доли Si (или C) в их сумме, принятой за единицу как общий делитель, нанесены атомные доли катионов и их суммы (B_{Σ}). Кроме того, на этой диаграмме нанесены точки метасиликатной фракции (Ms), т.е. избытка катионов, не связанного в карбонатной фракции и соответственно входящего в состав силикатов. В наиболее свернутом виде валовой состав отображается на сдвоенной треугольной диаграмме рис. 8, б (GF обобщенных фракций) с общим основанием Cb (карбонатная фракция) — Ms (метасиликатная фракция) и двумя альтернативными компонентами — ΔSi (избыток кремния над суммой катионов) и ΔB (избыток катионов над суммой $Si + C$). Еще две диаграммы отражают расчетный состав карбонатной и силикатной фракций. Бинарная диаграмма рис. 8, в Cb/s имеет общую горизонтальную ось с валовой диаграммой

Таблица 7

Химические составы кальцифиров (в мас.%)

Компоненты	Номер пробы				
	55	327	325	339	362
SiO ₂	12,67	12,94	20,85	26,62	39,14
Al ₂ O ₃	1,01	1,89	4,10	4,68	1,53
Fe ₂ O ₃	1,39	0,59	2,00	2,36	0,77
FeO	0,65	1,09	1,29	1,14	—
MgO	18,46	23,94	23,14	18,43	25,45
CaO	29,04	22,92	21,64	17,70	16,62
П.п.п.	36,27	35,67	28,92	30,06	16,18
Нераств. ост.	16,75	18,28	34,70	28,35	59,60
Сумма	98,81	99,15	100,65	99,85	99,69
Mg/Ca, ат	0,8844	1,4531	1,4977	1,4486	2,1304
	8/9	~ 3/2	3/2	~ 3/2	2

Компоненты	Номер пробы				
	333	380	382	355	385
SiO ₂	43,43	64,60	68,92	55,41	84,82
Al ₂ O ₃	0,80	2,22	1,81	2,03	1,87
Fe ₂ O ₃	1,25	1,28	0,10	0,75	0,93
FeO	0,65	0,80	1,02	1,20	0,57
MgO	18,72	9,62	14,13	23,52	7,57
CaO	24,82	10,86	7,93	13,12	2,89
П.п.п.	10,00	10,20	5,44	2,02	1,68
Нераств. ост.	73,49	73,15	86,86	97,07	92,15
Сумма	98,52	98,78	99,46	100,19	98,73
Mg/Ca, ат	1,0493	1,2324	2,4789	2,4940	3,6441
	~ 1	11/9	5/2	5/2	11/3

SCR и фиксирует вариации соотношения Mg—Ca в карбонатной фракции в зависимости от валовой карбонатности—силикатности. Состав метасиликатной фракции на диаграмме рис. 8, *з* Ms сведен к трехкомпонентной системе Mg—Ca, Fe—R³⁺ (Al, Fe³⁺). Наконец, последняя диаграмма (рис. 8, *д*) — кумулятивная и отображает вариации стехиопетрохимических параметров в разрезе горизонта.

Обратимся прежде всего к диаграмме рис. 8, *б* GF, с наиболее свернутой информацией, поскольку каждый валовой состав на ней фиксируется лишь одной точкой. На этой диаграмме показаны также фигуративные точки теоретического состава некарбонатных минералов, присутствующих в кальцифирах талька, амфибола, флогопита, серпентина, форстерита. Кроме того, вершина Ms отвечает составу пироксена, вершина ΔB — шпинели, ΔSi — кварцу, т.е. в составах, располагающихся выше линии Cb—Tc, присутствует свободный кварц, а в составах с избытком катионов могут присутствовать те или иные из фаз треугольника Ms—Cb— ΔB . Расположение

Таблица 8

Стехиометрические параметры мальводжских кальцифиров (коэффициенты элементов, нормализованные по Si + C = 1, и их отношения)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
C	0,7962	0,7900	0,6544	0,6025	0,3607	0,2391	0,1773	0,0973	0,0474	0,0263
Si	0,2038	0,2100	0,3456	0,3935	0,6393	0,7609	0,8227	0,9027	0,9526	0,9737
Al	0,0192	0,0362	0,0801	0,0816	0,0295	0,0165	0,0333	0,0280	0,0411	0,0253
Fe ³⁺	0,0168	0,0072	0,0250	0,0263	0,0095	0,0165	0,0123	0,0010	0,0097	0,0080
R ³⁺	0,0360	0,0434	0,1051	0,1079	0,0390	0,0330	0,0456	0,0290	0,0508	0,0333
Fe ²⁺	0,0087	0,0148	0,0179	0,0141	—	0,0095	0,0081	0,0112	0,0172	0,0055
Mg	0,4424	0,5788	0,5715	0,4059	0,6194	0,4887	0,1825	0,2758	0,6025	0,1295
Ca	0,5002	0,3983	0,3842	0,2802	0,2907	0,4657	0,1481	0,1112	0,2416	0,0355
R ²	0,9513	0,9919	0,9736	0,7002	0,9101	0,9639	0,3387	0,3982	0,8613	0,1705
B _Σ	0,9873	1,0353	1,0787	0,8081	0,9491	0,9969	0,3843	0,4272	0,9121	0,2038
ΔSi	0,0127	—	—	0,1919	0,0509	0,0031	0,6157	0,5728	0,0879	0,7962
ΔB	—	0,0353	0,0787	—	—	—	—	—	—	—
Mg/Ca	0,8844	1,4531	1,4977	1,4486	2,1304	1,0493	1,2324	2,4789	2,4940	3,6441
	8/9	3/2	3/2	3/2	2/1	1/1	5/4	5/2	5/2	11/3
ca	0,5258	0,4016	0,3946	0,4002	0,3194	0,4831	0,4373	0,2793	0,2808	0,2082
ca = Ca/R ²⁺	1/2	2/5	2/5	2/5	1/3	1/2	4/9	2/7	2/7	1/5
R ²⁺	3,9671	3,9144	2,1602	1,3965	1,3416	1,2141	0,3901	0,4274	0,8584	0,1693
R ²⁺ /R ³⁺ + Si	1/4	1/4	13/6	7/5	4/3	6/5	2/5	3/7	5/6	1/6

Таблица 8 (окончание)

Стехиометрические соотношения карбонатной (*Cb*) и силикатной (*St*) фракций и элементов в них* :

1.	4/5 <i>Cb</i> : 0,80	5Ca 0,50	3Mg 0,30	1/5 <i>St</i> : 0,20	4Mg, Fe ²⁺ 1Al, Fe ³⁺ 0,16 0,04		
2.	3/4 <i>Cb</i> : 0,76	1Ca 0,40	1Mg 0,39	1/4 <i>St</i> : 0,24	5Mg, Fe ²⁺ 1Al, Fe ³⁺ 0,20 0,04		
3.	3/5 <i>Cb</i> : 0,61	3Ca 0,38	2Mg 0,27	2/5 <i>St</i> : 0,39	3Mg, Fe ²⁺ 1Al, Fe ³⁺ 0,32 0,11		
4.	3/5 <i>Cb</i> : 0,61	4Ca 0,28	5Mg 0,41	2/5 <i>St</i> : 0,39	4Mg, Fe ²⁺ 5Al, Fe ³⁺ 0,09 0,11	Si 0,19	
					1/5 <i>Ms</i> 0,20	1/5 <i>Qz</i>	
5.	1/3 <i>Cb</i> : 0,36	4Ca 0,29	1Mg 0,07	2/3 <i>St</i> : 0,64	17Mg 1Al, Fe ³⁺ 0,55 0,04		
6.	1/4 <i>Cb</i> : 0,24	1Ca 0,24		3/4 <i>St</i> : 0,76	15Mg, Fe ²⁺ 1Al, Fe ³⁺ 0,49 0,03	7Ca 0,24	
7.	1/5 <i>Cb</i> : 0,18	5Ca 0,15	1Mg 0,03	4/5 <i>St</i> : 0,82	7Mg, Fe ²⁺ 2Al, Fe ³⁺ 0,16 0,05	Si 0,62	
					1/5 <i>Ms</i>	3/5 <i>Qz</i>	
8	1/9 <i>Cb</i> : 0,10	1Ca 0,10		8/9 <i>St</i> : 0,90	10Mg 1Al, Fe ³⁺ 0,28 0,03	1Ca, Fe ²⁺ + Si 0,03 0,57	
					1/3 <i>Ms</i>	5/9 <i>Qz</i>	
9.	1/18 <i>Cb</i> : 0,05	1Ca 0,05		17/18 <i>St</i> : 0,95	12Mg 1Al, Fe ³⁺ 0,60 0,05	4Ca, Fe ²⁺ 0,21	
10.	0,03 <i>Cb</i> : 0,03	1Ca 0,03		0,97 <i>St</i> : 0,13	10Mg Al, Fe 0,03 0,03	1Ca, Fe + Si 0,015 0,80	
					1/6 <i>Ms</i>	4/5 <i>Qz</i>	

*В анхиметасиликатных составах, располагающихся в пределах поля возможного содержания талька и флогопита (см. рис. 8, 6), доли фракций определены в сумме катионов, а в составах с большим ΔSi (4, 6, 8, 10) — по соотношению C и Si и выделены метасиликатная фракция (*Ms*) и свободный кварц ($Q = \Delta Si$), хотя в действительности небольшая часть ΔSi может входить в тальк или амфибол. В нижней строке для катионов везде приведены нормализованные атомные доли.

точек на диаграмме весьма характерно. Составы либо тяготеют к стороне *Ms*—*Cb*, и в силикатной составляющей их, следовательно, должен доминировать пироксен, либо располагаются параллельно стороне *Cb*—Si, и в некарбонатной составляющей их присутствует много кварца. При этом, за исключением одного (5), все составы располагаются или прямо на основании *Cb*—*Ms* (1,6), или на линиях, исходящих из вершин основного треугольника к составам 1/4 на противоположной стороне. Эти линии обособляют в средней части основного треугольника правильную гексагональную фигуру "несмесимости", которая, однако, может иметь и большие

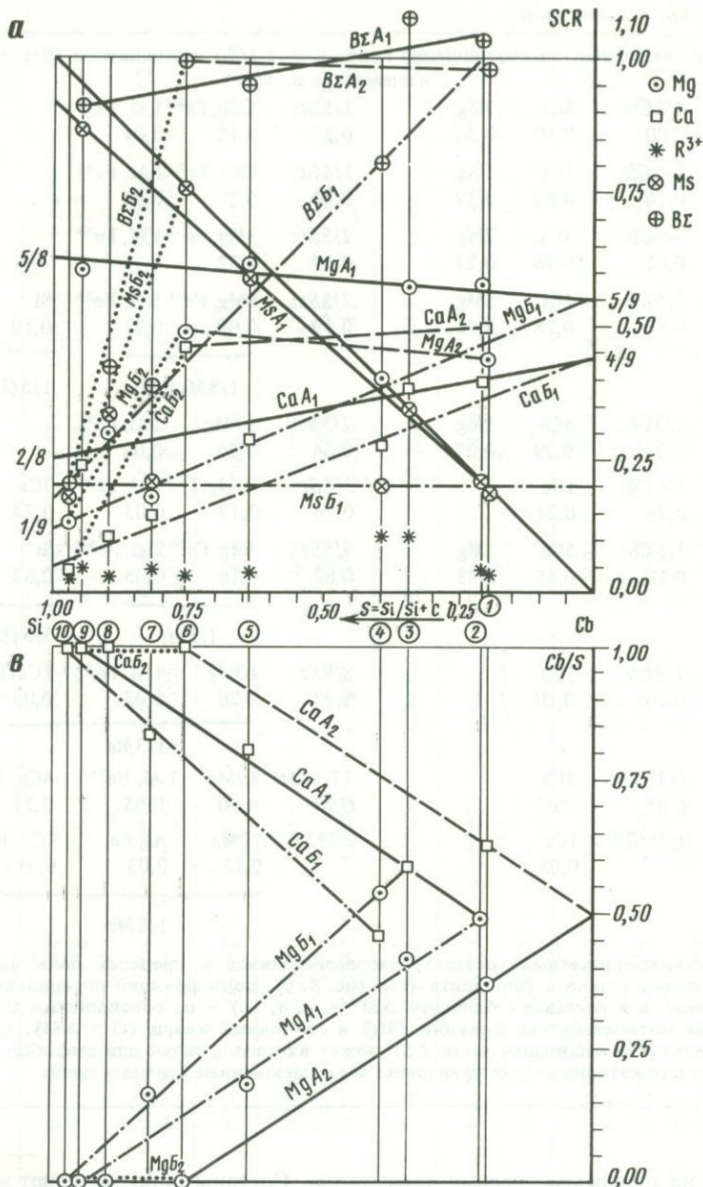
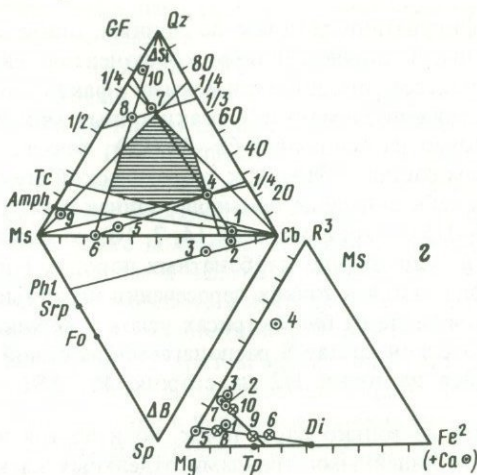


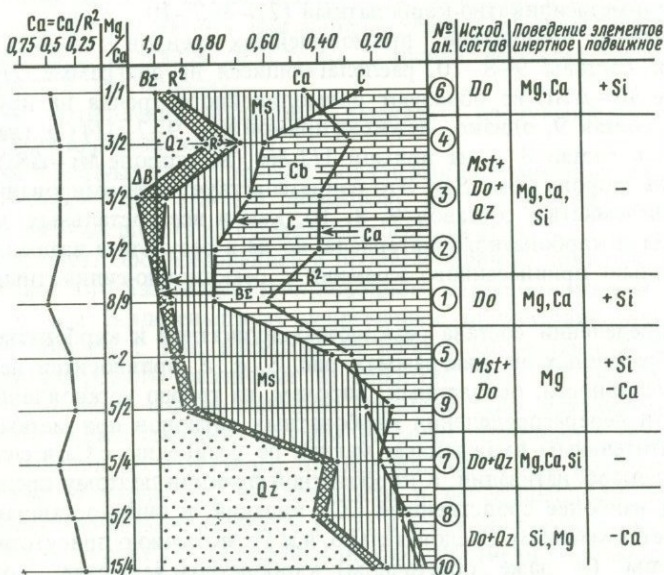
Рис. 8. Стехиопетрохимические диаграммы пород горизонта кальцифиров Мальводжского месторождения талька (номера составов см. в табл. 7)

а — SCR (силикатно-карбонатных пород). Бинарная диаграмма зависимости атомных долей отдельных катионов и их групп от соотношения радикалов ($s = Si / (Si + C)$). Серии A_1 , A_2 , B_1 , B_2 см. в тексте; б — обобщенно-нормативные фракции в системе Ms (метасиликатная) — Cb (карбонатная) — Δ Si (кварц) — Δ B (избыток катионов).

б



в



нов); σ — Cb/s. Зависимость долей катионов в карбонатной фракции от валового соотношения радикалов ($s = \text{Si}/(\text{Si} + \text{C})$); z — Ms. Состав метасиликатной фракции; δ — вариации стехиопетрохимических параметров в разрезе (образцы условно расположены через равные интервалы). Индексы минералов: Amph — амфибол (семикатионный), Di — диопсид, Do — доломит, Fo — форстерит, Mst — магнезит, Phl — флогопит, Qz — кварц, Sp — шпинель, Srp — серпентин, Tc — тальк, Tp — тремолит

размеры, ибо на линиях, соединяющих фигуративные точки, средние части пока пустуют.

Расположение фигуративных точек по линиям, опирающимся на точки с простыми кратными соотношениями компонентов, свидетельствуют о регулировании процесса стехиометрическими факторами, наиболее наглядно — соотношениями элементов в реакционных минералах. Так, составы 1 и 6 лежат точно на основании $Cb-Ms(Px)$, точки 5 и 9 — на конноде $Cb-Amph$, и притом состав 9 близок к теоретической стехиометрии амфибола. Обращает на себя внимание примерно одинаковая доля метасиликатной фракции ($1/4-1/5$) в трех составах (4, 7, 10) со свободным кварцем, сохраняющаяся и в существенно карбонатных породах 1 и 2. При этом составы 7 и 4 располагаются в точках пересечения нескольких стехиометрических линий, в том числе на биссектрисах углов у вершин Si и Cb. Выпадающий из общего стиля состав 8 располагается на одной прямой с составом 7, опирающейся на точки $1/2$ на стороне $Ms-\Delta Si$ и $1/3$ на стороне $Cb-\Delta Si$.

Существенно, что не только пары точек, но и по три и четыре состава отображаются прямолинейными трендами отдельных катионов на других диаграммах. При этом выделяются в целом прямолинейные тренды:

А. Анхиметасиликатно-карбонатный 9-5-(3)-2-(1) (A.1)
и идеально метасиликатно-карбонатный 6-1 (A.2).

Б. Кварц-метасиликатно-карбонатный (2)-4-7-10.

Симптоматично проявление прямолинейных трендов 4-5-6 и 6-8-10, тогда как составы 9-8-10, располагающиеся на диаграмме GF близко к стороне $Ms-\Delta Si$, не образуют прямолинейного тренда на других диаграммах, состав 9, однако, лежит на прямой $Ms-9-7-1/4 Cb$ (на стороне $Cb-\Delta Si$), а состав 8 — на прямой $1/2 Ms$ (на стороне $Ms-\Delta Si$) — $8-7-1/3 Cb$ (на стороне $Cb-\Delta Si$). Это свидетельствует о формировании наиболее кремнеземистых составов 9, 8, 10, как и всех остальных, лишь при реакции Si и карбонатного материала, но не в результате взаимодействия дополнительно привнесенного кремния с реакционно-силикатными минералами.

При определении состава реакционно-силикатной и карбонатной фракции, отображенных на диаграммах рис. 8, в, г, привносится некоторый элемент условности, основанный, впрочем, на твердо установленной закономерности перераспределения карбонатных катионов при метаморфизме с предпочтительным вхождением магния по сравнению с Ca в силикаты в процессе декарбонизации. К карбонатной фракции поэтому прежде всего относится наиболее сродственный CO_2 кальций, и лишь оставшаяся доля С насыщается магнием. Следовательно, все Fe, возможно присутствовавшее в исходном (и даже остаточном) карбонатном веществе, относится к реакционно-силикатной фракции, что при незначительном содержании железа не влияет существенно на общую картину распределения катионов. В силикатную фракцию относится лишь избыточный против С кальций, что также несколько условно. Однако четкие зависимости распределения катионов по фракциям от валового соотношения Si и С позволяют полагать, что принятые при пересчете допущения близки к реальности.

На бинарных диаграммах 8, а SCR и 8, в Cb/s серии A.1, A.2 и Б обобщаются по распределению Mg и Ca на самостоятельных прямолинейных

трендах. Составы серии А.1 имеют наибольшую валовую, примерно одинаковую, долю магния, в среднем слабо возрастающую от 5/9 на оси *Cb* до 5/8 на оси *Si*, тогда как доля *Ca* в этой серии значительно уменьшается, в целом от 4/9 на оси *Cb* до 2/8 на оси *Si*. В карбонатной фракции этой серии примечателен доломитовый $Mg/Ca = 1$ состав 2 и последовательное увеличение преобладающего *Ca* вплоть до чисто кальцитового остаточного карбонатного состава обр. 9. Для идеально метасиликатно-карбонатных составов А.2 примечательно валовое, примерно одинаковое, доломитовое содержание *Mg* и *Ca*, а для карбонатной их фракции — смыкание трендов *Ca* и *Mg* на оси *Cb* в точке доломита. Кварцосодержащие породы 4–7–10 серии Б, также обогащенные в валовом составе магния, при экстраполяции на ось *Cb* попадают в область избыточно магнизиальных карбонатов, как и породы серии А.1. В карбонатной фракции состава 4 в единственном случае *Mg* преобладает над *Ca*, притом значительно. Это, в связи с наличием в составе 4 также большого количества свободного кварца, убедительно свидетельствует о присутствии в исходном карбонатном веществе магнезита и недоизрасходовании избыточного магния при незавершившейся реакции с *Si*.

На треугольной диаграмме рис. 8, *z Ms* видно, что в метасиликатной фракции, помимо преобладающих магнизиально-силикатных составов с незначительной железистостью, проявляется вариация в сторону увеличения R^3 , до 1/2 (состав 4). Кальцийсодержащие составы располагаются в коннодах, фокусирующихся в точке диопсида, вероятно реально и присутствующего в этих породах.

Все эти соотношения позволяют высказать следующие генетические интерпретации вариаций химизма.

1. Среди исходных пород присутствовали как доломитовые, так и магнезит-доломитовые (Mst 1/8–1/9, возможно, до 1/3) породы, в различной мере окремненные вплоть до существенно кремнистых.

2. Все составы сформировались в процессе единого локально равновесного реакционного взаимодействия исходного карбонатного и силикатного вещества, о чем свидетельствует неперменное присутствие реакционных минералов. Вместе с тем, несмотря на небольшое количество образцов, в них зафиксированы различные и, вероятно, все главные механизмы этого реакционного взаимодействия. Различия этих механизмов фиксируются тяготением составов к трем сторонам основного треугольника GF , в сохранении доломитового отношения Mg/Ca или постоянной доли *Mg*, а также в вариациях насыщенности и пересыщенности кремнием.

3. Породы с избытком катионов (2, 3) и особенно с избытком *Si* (4–7), тяготеющие к стороне *Cb–Si*, возникли как собственно метаморфические (изохимические) за счет исходной кремнеземистой примеси или с полным ее вовлечением в реакцию (2, 3) либо с незавершенной реакцией (4, 7). Избыток катионов в составах 2, 3, практически точно отвечающий доле R^3 , фиксирует образование слабо пересыщенного катионами флогопита. Валовое отношение Mg/Ca при этом сохранялось (постоянное 3/2 в составах 2, 3, 4 и 5/4, близкое к доломитовому, в составе 7). В составах 2–4–7 реакционный процесс регулировался, вероятно, одинаковой (1/5) критической долей метасиликатной фракции, обусловленной, по-видимому, в свою очередь объемными соотношениями.

4. Карбонатно-анхиметасиликатные породы, тяготеющие к стороне $Cb-Ms$ с доломитовым (1, 6) или магнезит-доломитовым (5, 9) исходным составом, в отличие от предыдущей группы имеют существенно метасоматическую природу и формировались в результате привноса Si . При этом в доломитах сохранялось валовое отношение $Mg/Ca = 1$, а в магнезит-доломитах постоянным оставалось содержание Mg , тогда как Ca несколько выносился и отношение Mg/Ca по мере привноса Si заметно возрастало, до $2/1$ и $5/2$ в составах 5 и 9. Критический признак пород этой группы — идеальная насыщенность катионов кремнием, входящим лишь в реакционные фазы со связыванием слабого избытка Si в составах 5, 9 относительно кремнеземистым амфиболом.

5. Тяготеющие к стороне $Ms-Si$ составы 8 и 10 с большой долей свободного кварца располагаются на тренде $6-8-10-\Delta Si$ с участием изохимического аподоломитового состава 6. В связи с последним обстоятельством для них предположено доломитовое исходное карбонатное вещество, а резкое возрастание в них отношения Mg/Ca (до $15/4$ в составе 10) связывается с выносом Ca , поскольку инертному его поведению противоречит вхождение практически лишь в незначительную остаточную карбонатную фракцию. Нельзя, однако, окончательно исключать и привнос Mg . Критическим фактором в обоих случаях могла быть лишь интенсивность миграции карбонатных катионов.

6. Таким образом, реакционное взаимодействие карбонатного и силикатного веществ осуществлялось как при инертном поведении всех порообразующих элементов (составы 2, 3, 4, 7), так и части их: Mg и Ca при подвижности Si (1, 6), Mg при подвижности Si и Ca (5, 9), Mg и Si при подвижности Ca (8, 10).

Вариации химизма в разрезе отображены на диаграмме рис. 8, д. Поскольку точные места взятия образцов в оригинале не указаны, составы размещены на диаграмме через равные интервалы. Диаграмма построена по кумулятивному признаку, основная шкала ее, как и в бинарных диаграммах, отвечает долям компонентов, нормализованным по $Si + C = 1$. На диаграмме кривыми фиксируются:

B_{Σ} — сумма всех катионов $R^2 + R^3$;

R^2 — сумма двухвалентных катионов (Fe^{2+} , Mg , Ca), а следовательно, и доля R^3 как разность $B_{\Sigma} - R^2$;

Ca — доля кальция, а следовательно, и доля Mg как разность $R^2 - Ca$, поскольку доля Fe^{2+} невелика (не более 0,02).

Соотношения B_{Σ} с 1 шкалы фиксируют либо избыток катионов как $B_{\Sigma} - 1$, либо избыток кремния, $1 - B_{\Sigma}$. Кривая C разграничивает доли карбонатной и силикатной фракций.

Слева на диаграмме показаны вариации в валовом составе карбонатных катионов в виде $Ca = Ca/R^2$ и примерно обратной величины, но в виде прямого отношения Mg/Ca .

Как видно на диаграмме, известное предпочтительное вхождение Ca в карбонатную фракцию наглядно подтверждается практическим совпадением кривых Ca и C в обогащенной кремнием части разреза (составы 7, 8, 10). Поэтому можно полагать, что и карбонатная фракция составов 6, 9, в которых $Ca > C$ представлена одним кальцитом, тогда как в осталь-

ных составах кривая Са фиксирует реальные или близкие к ним соотношения Са и Mg в карбонатной фракции.

Несмотря на немногочисленность образцов, диаграмма подтверждает указанное в оригинальной статье уменьшение доли силикатной фракции к середине горизонта. При этом состав 9 с незначительной долей карбонатной фракции следует назвать уже не кальцифиром, а скарноидом, тогда как обр. 7, 8, 10 с резким преобладанием свободного кварца нельзя называть даже и скарноидами.

Распределение элементов в разрезе нельзя интерпретировать ни как результат околоскарнового метасоматоза чистых карбонатных пород, ни как следствие присутствия в них подчиненных прослоев гнейсов. Наличие свободного кварца нельзя связывать и с наложенным окварцеванием.

Первому предположению противоречит присутствие свободного кварца, поскольку при контактово-реакционном процессе в карбонатной среде возникают лишь реакционные минералы. Особенно это неприемлемо применительно к серии обр. 6—4—3, в которой составы 6 и 3 целиком карбонатно-реакционно-силикатные, тогда как расположенный между ними состав 4 содержит много свободного кварца.

Возможному предположению об апогнейсовой природе существенно кварцевых пород противоречит незначительное содержание железа и алюминия, почти или совершенно одинаковое в существенно карбонатных и кварцсодержащих породах. Следовательно, содержание Si не связано с былым присутствием алюмосиликатных пород. Вместе с тем наличие свободного кварца не может быть обусловлено и наложенным окварцеванием, которому в большей мере подверглись бы чисто карбонатные породы. На диаграмме рис. 8, д такому предположению, в частности, наглядно противоречит общая согласованность кривых Са и ΔSi , свидетельствующая наряду с неперменным присутствием реакционных минералов об участии Si в реакциях с карбонатным веществом.

Следовательно, остается единственно возможное положение — об исходном дометаморфическом распределении Si в разрезе, независимом от алюмосиликатного материала, в том числе и о присутствии былых интенсивно окремненных карбонатных пород, которые характерны иногда для магнезит-доломитовых толщ (докембрийская формация скиллогали в Южной Австралии и др.).

Справа на диаграмме 8, д грубо фиксирован исходный валовой состав и обсужденное выше поведение пороодообразующих элементов при метаморфизме. Эти данные позволяют предполагать неполноту отбора образцов, а именно отсутствие среди них прослоев, послуживших источником Si, привносимого в составы 6 и 1, 5, 9. В бескварцевых породах средней части разреза проявляются направленные вариации, позволяющие предполагать привнос кремния из нижней существенно кварцевой части разреза в целом. В составах 9—5—1 последовательно уменьшается доля силикатной фракции и входящего в нее ΔSi , отражающие привнос Si в практически "чистые" карбонатные породы. При этом в условиях интенсивного привноса в составах 9 и 5 инертным оставался только Mg, а Са несколько выносился. В составе 1 при небольшом привносе Si инертными были оба карбонатных катиона, а далее по разрезу осуществлялся лишь нормальный метаморфизм при инертном поведении Mg, Са и Si. При этом

в существенно карбонатных составах 2, 3 проявлялся уже избыток катионов, а при большой доле кремнистого материала в составе 4 — свободный кварц. Небольшие вариации R^3 во всем разрезе, очевидно, первичные.

Таким образом, вариации химизма в разрезе лишены признаков привноса вещества при метаморфизме извне и объяснимы лишь нормальным метаморфизмом в различной мере окремненных карбонатных пород доломитового и магнезит-доломитового состава, сопровождавшимися частичной метаморфической дифференциацией — перераспределением Si и некоторым выносом Ca.

О стехиометричности и дискретности вариаций химизма. Автор ранее уже отмечал для валового состава кальцифиров хинганских месторождений брусита тяготение к простым кратным отношениям элементов [8]. Эта тенденция ясно проявляется и у мальводжских кальцифиров и, вероятно, отражает локальные равновесия. На диаграммах она видна в распределении составов по прямым линиям, опирающимся на стехиометрические точки. Наиболее существенно при этом расположение большинства составов на диаграмме GF у стороны $Ms-Cb$, фиксирующей насыщенность катионов кремнием в соотношении 1 : 1. Это естественно объясняется преобладанием метаморфического метасиликата — пироксена, тогда как небольшие отклонения от этой линии связаны с присутствием более кремнеземистых (в основном амфибола) или менее кремнеземистых (флогопита) минералов. На частных прямолинейных трендах располагаются все составы. Смысл этих трендов не всегда очевиден.

Стехиометрические соотношения элементов проявляются как в валовом, так и во фракционном составе. Так, отношение Mg/Ca в существенно карбонатных составах, помимо примерно доломитового (8/9) в составе 1, отвечает лишь одной величине $3/2$ (2, 3, 4), тогда как в существенно силикатных составах она дискретно варьирует по четырем уровням от доломитового $1/1$ (6) до $11/3$ (10). При этом в одном составе (5) величина Mg/Ca вдвое больше, чем у доломита, тогда как остальные соотносятся друг с другом также с простыми кратностями — $5/4$ (7), вдвое больше — $5/2$ (8, 9) и примерно втрое больше — $1,23(7) - 3,66(10)$. При незначительности содержания Fe эти дискретные кратности проявляются и в величине $ca = Ca/R^2$. Величины отношения $R^2/R^3 + Si$, характеризующего возможное максимальное валовое отношение исходно карбонатных и силикатных катионов, одинаковые лишь в двух наиболее карбонатных составах (1,2)—4, в остальных убывают по дискретным стехиометрическим уровням примерно от $2/1$ до $1/6$.

Аналогично и соотношения карбонатной и силикатной фракций варьируют по дискретным стехиометрическим уровням в пятых, четвертых и третьих долях. Соотношения Ca/Mg в остаточной карбонатной фракции четко тяготеют к простым кратным: $4/5$ (4), $1/1$ (2), $3/2$ (3), $5/3$ (1), $4/1$ (5), $5/1$ (7), остальные четыре состава — чисто кальцитовые. Особенно примечательны, как уже отмечалось, составы 4 (с избыточным магнезитом) и 2 (со строго доломитовым соотношением $Ca/Mg = 1$). Количество остаточного свободного кварца варьирует в пятых долях: $1/5$ (4), $3/5$ (7, 8), $4/5$ (10). Существенны при этом простые соотношения в пятых долях и всех фракций в предельных составах: $3/5 Cb$, $1/5 Ms$, $1/5 Qz$ (4) и $1/5 Cb$, $1/5 Ms$, $3/5 Qz$ (7). В этих двух составах преобладающие фракции строго

количественно меняются местами, тогда как две остальные представлены равными долями, составляющими $1/3$ от главных $3\text{Cb} \cdot 1\text{Ms} \cdot 1\text{Qz}$ и $3\text{Qz} \cdot 1\text{Ms} \cdot 1\text{Cb}$.

Дискретность вариаций состава, определяющаяся их стехиометричностью, проявляется и в разрывах между конечными членами. В целом разрыв в вариациях Si в средней части общей серии C—Si невелик и составляет $1/6$ (между $2/5$ (4) и $2/3$ (5)). Он значительно больше в "метаморфической" серии, $5/6$ (7)— $2/5$ (4), и составляет $3/7$. Еще больше, около $1/2$, разрыв по доле B_2 в двух существенно силикатных составах 9 и 8 с очень большой величиной Si. Состав 9 — предельный метасоматический в карбонатной среде, а состав 8 — с небольшим содержанием реакционных силикатов в существенно кремнистой среде. Разрыв в средней части анхиметасиликатно-карбонатной серии, между составами 3 и 5, по величине Si составляет около $1/3$. Вероятно, все эти разрывы свидетельствуют о дискретности проявления процесса метаморфической дифференциации.

В целом наметившиеся разрывы и простые кратные соотношения элементов, проявляющиеся в валовом катионном и анионном составе и внутри фракций, особенно карбонатной, очевидно, отражают локальные равновесия, регулирующие стехиометрическими факторами. Видимо, эти равновесия укладываются в некоторую единую систему, определяющуюся, помимо общих термодинамических параметров T и P , также локальными градиентами исходных концентраций элементов и давления флюида. Для распознавания и тем более ясной интерпретации этой системы материала пока недостаточно. Можно, однако, отметить, что в отличие от стехиометрических соотношений элементов в валовом составе силикатных магматитов, часто тяготеющих к системе нечетных долей, кратных $1/3$, в данном случае эти соотношения более разнообразны и проявляются в разных нечетных, особенно пятых, и в меньшей мере в четных долях.

Таким образом, стехиопетрохимические вариации состава в горизонте мальвуджских кальцифиров свидетельствуют об их формировании при одноактном метаморфизме без привноса вещества извне, в том числе без наложенного окварцевания. Частично этот метаморфизм осуществляется изохимически как простая декарбонатизация при инертном поведении всех петрогенных катионов (кроме C), а частично — с местной метаморфической дифференциацией, в основном с привносом Si из существенно кремнистых прослоев в карбонатные вплоть до образования почти бескарбонатных скарноидов. Как изохимические превращения, так и метаморфическая дифференциация регулировались единой системой локальных равновесий, наиболее фиксируемых дискретными стехиометрическими соотношениями элементов.

Эти выводы о механизме формирования кальцифиров имеют прямое отношение к полезным ископаемым месторождения — тальку и энстатиту, для которых следует предполагать сходную природу. В частности, странную приуроченность предполагаемого наложенного окварцевания лишь к наиболее кремнеземистым талькитам логичнее рассматривать как присутствие остаточного свободного кварца недоиспользованного при реакционном минералообразовании.

Зональность в существенно магнезиально-силикатных породах, как и в кальцифирах, не имеет направленного характера, свойственного скарнам.

1,8 1,6 1,4 1,2 1,0 0,8 0,6 0,4 0,2 0,0

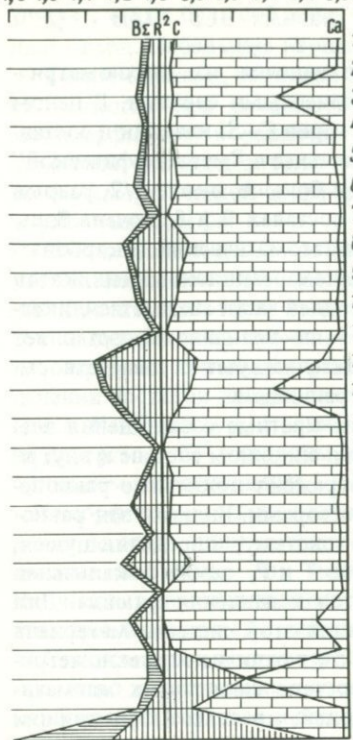


Рис. 9. Вариации стехиопетрохимических параметров в опорном разрезе Кухилалского месторождения магнезита (по 25 точечным пробам, отобраным через 2 м)

Внутренняя зона талька последовательно оторачивается в обе стороны, по направлению к гнейсам и кальцифирам, тальк-энстатитовыми и флогопит-тремолитовыми породами. Последние логично трактовать как возникшие за счет двух пластов глиноземистых доломитов, тогда как заключенные между ними чисто магнезиальные породы можно рассматривать как продукты метаморфической дифференциации и декарбонатизации интенсивно окремненных магнезитов, в более кремнистой части которых кристаллизовался тальк, а в более магнезитовой — энстатит. Особенно интенсивное образование реакционных минералов объясняется чисто магнезиальным составом карбонатной фракции. Возможность одновременного образования талька и энстатита установлена в экспериментах Боуэна и Таттла и обнаружена в Альпах. Признаки не гистерогенного, по энстатиту, а одновременного с ним

образования талька в метасоматической зональности видны на Кухилалском месторождении Памира в частичном замещении и частичном механическом вращении кристаллов энстатита на контакте энстатита и талькита. Последнее следует трактовать как результат локальной автодеформации при кристаллизации талька, проявляющейся одновременно с кристаллизацией обоих минералов.

Для сравнения приведем кумулятивную стехиопетрохимическую диаграмму разреза главной залежи магнезитов Кухилалского месторождения (рис. 9). Как можно видеть, это существенно магнезитовые породы с тремя интервалами с повышенным содержанием Са. Силикатная фракция здесь во всех случаях лишена свободного Si, что дополнительно свидетельствует об отсутствии наложенного окварцевания. Резкая пересыщенность основаниями отражает присутствие ортосиликата форстерита и шпинели. В пробах с повышенным содержанием Са соотношения катионов в карбонатной фракции тяготеют к простым кратным. Например, в пробе 13 карбонатная фракция практически доломитовая Ca_1Mg_1 , а в наиболее кальциевой пробе 23 — чисто кальцитовая. Таким образом, и здесь имела место метаморфическая дифференциация, регулирующаяся стехиометрическими факторами. В частности, в пробе 13 лишь избыточный магний вошел в силикатную фракцию, а в пробе 23 весь магний связан в силикатах.

В Кузнецком Алатау и Горной Шории издавна отмечались проявления талька, которые связывались с региональным метаморфизмом кремнисто-доломитовых толщ [22]. В дальнейшем здесь были разведаны Светлоключское [23] и Алгуйское [41] месторождения талька. Последнее целиком сложено порошковатыми талькитами. Расположение этих месторождений поблизости от гранитоидных массивов побудило исследователей трактовать их как контактово-метаморфические образования. Однако более широкое проявление тальконосности, в том числе и вне пространственной связи с интрузивами (рис. 10), а также ряд особенностей и наиболее изученных месторождений, в частности сланцеватость первичных тальцитов, обусловленная докембрийскими деформациями (при палеозойском возрасте интрузивов), позволяют предполагать и регионально-метаморфическую природу тальконосности региона.

А л г у й с к о е м е с т о р о ж д е н и е. Алгуйское месторождение располагается в Новокузнецком районе Кемеровской области.

В тальконосном поле широко развиты доломиты с пластовыми и линзообразными телами известняков, кварцитов, кремнисто-глинистых сланцев. Среди доломитов выделяются хемогенные и органогенные, вторые имеют светло-серый до черного цвет. Они слагаются ромбоэдрическими и полигонально-изотермическими зернами доломита размером 0,02–0,04 мм и редко наблюдаемыми зернами кварца. Средний химический состав доломитов по результатам 12 анализов следующий (в мас.%): SiO_2 – 0,08; Al_2O_3 – 0,15; Fe_2O_3 – 0,13; TiO_2 – 0,02; CaO – 30,6; MgO – 21,6; S – 0,05; Mn – 0,08; п.п.п. – 46,9; неств. ост. – 0,32.

Органогенные доломиты залегают среди хемогенных в нижних частях толщ, обладают пятнистым обликом за счет присутствия окаменелых органических остатков и представлены строматолитовыми и онколитовыми разностями. Известняки формируют отдельный пласт мощностью до 100 м среди доломитов, а также образуют в них отдельные небольшие линзы. Химический состав известняков показывает малое содержание примесей, средний состав по результатам 4 проб следующий (в мас.%): SiO_2 – 0,06; Al_2O_3 – 0,35; Fe_2O_3 – 0,02; MgO – 0,91; CaO – 55,7; п.п.п. – 42,7.

Кварциты вскрыты в форме пластовых и линзовидных тел мощностью до 50–100 м. Кварциты имеют темно-серый до черного, иногда зеленовато-коричневый цвет, микрозернистые (диаметр зерен 0,01 мм). Содержат глинистые и графитистые вещества, которые и придают им окраску.

Диопсидовые скарны залегают в экзоконтакте в виде ореола шириной до 50–70 м, в пределах тектонической зоны вдаются в доломиты в форме "языка" мощностью до 200 м и протяженностью по простиранию на 500–550 м. Скарны белого или серовато-белого цвета, мелкозернистого (до 1 мм) строения, гетеробластовой структуры слагаются преимущественно диопсидом с примесью энстатита (не более 5–7%). Среди скарнов содержатся останцы незамещенного доломита размером от нескольких сантиметров до 1 м и более. В отдельных участках скарны подвергаются последующим процессам тремолитизации, окварцевания, оталькования, серпентинизации.

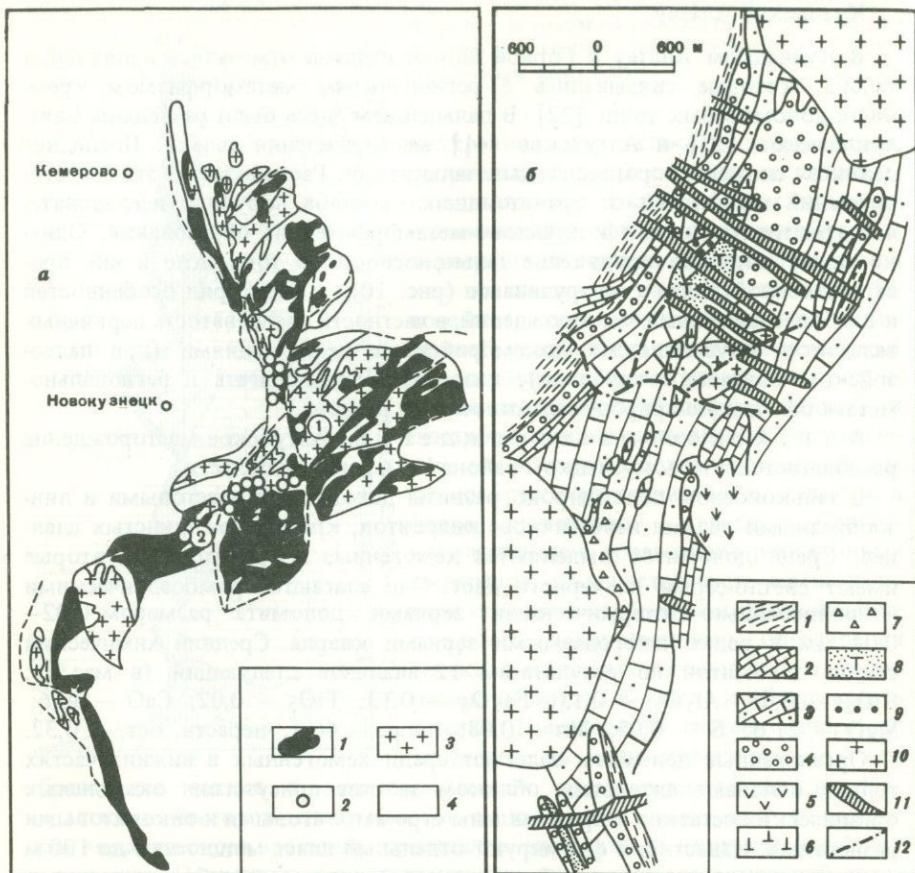


Рис. 10. Тальконосность Кузнецкого Алатау и Горной Шории

а — общая схема перспектив тальконосности региона. Упрощена по работе [46]: 1 — перспективные для поисков месторождений маложелезистого талька докембрийские доломитсодержащие формации, 2 — месторождения (1 — Алгауское, 2 — Светлоключское) и проявления (без цифр) апокарбонатного талька, 3 — интрузивные породы (преимущественно гранитоиды), 4 — бесперспективные площади; *б* — Алгауское месторождение талька. Упрощено по работе [44]: 1 — глинистые сланцы, 2 — известняки, 3 — доломиты, 4 — кварциты, 5 — туфы тельбесской свиты, 6 — тремолитовые породы, 7 — диопсидовые породы, 8 — порошковые талькиты, 9 — маршаллит, 10 — граниты, 11 — дайки диабазов, 12 — основные тектонические нарушения

Тремолитовые породы в рудном поле развиты широко и представлены двумя разновидностями: кальцит-тремолитовой и кварц-тремолитовой.

Тальковые породы (как и тремолитовые) представлены двумя разновидностями: кальцит-тальковой и кварц-тальковой. Кальцит-тальковые породы развиваются по доломитам, имеют сравнительно небольшое распространение и вряд ли могут представлять практическую ценность. Они залегают в виде маломощных (до нескольких метров) линз к югу от устья руч. Псилометанового и к востоку от месторождения. Кальцит-тальковый агрегат имеет серый цвет, состоит из мелкочешуйчатых (0,1 мм)

тальком и кальцитом (почти в равных количествах). Сланцеватость породы, как и кальцит-тремолитовой, обусловлена полосчатым расположением слагающих минералов. Химический состав кальцит-тальковой породы по пробе 1301-4 следующий (в мас.%): SiO_2 — 34,73; Al_2O_3 — 0,08; Fe_2O_3 — 0,15; TiO_2 — сл.; CaO — 24,08; MgO — 18,78; MnO — 0,04; S — сл.; K_2O — не обн.; Na_2O — 0,05; п.п.п. — 21,26; неств. ост. — 51,28.

Кварц-тальковые породы слагают тальковую залежь месторождения и некоторые более мелкие тела в рудном поле.

В рудном поле развиты также процессы серпентинизации, отмечаемые в доломитах, диопсидовых скарнах, тремолит-кальцитовых породах, а также доломитизация кальцита в тремолит-кальцитовых породах и метасоматического кварцита [44, 45].

В пределах рудного поля развита мощная кора выветривания, представленная продуктами разрушения тальцитов, кварцитов, диабазов и в меньшей степени — карбонатных пород. Кора выветривания приурочивается к тектонической зоне.

Талькиты месторождения в коре выветривания полностью дезинтегрированы и превращены в серовато-белую глиноподобную тонкодисперсную массу, жирную на ощупь. Кварциты разрушены до тонкозернистого (менее 1 мм) порошка — маршаллита. Среди порошокватого талька и маршаллита находятся останцы невыветрелого кварцита. Дайки диабазов и диабазовых порфиров в коре выветривания превращены в глину темно-коричневого или бурого цвета с реликтовой диабазовой структурой. Кора выветривания тальцитов и других пород представляет структурный элювий. В некоторых участках имеются переотложенные продукты разрушения, залегающие с поверхности в горизонтально наложенной зоне мощностью до 3–5 м. Глубина выветривания в центральной части тальковой залежи, по данным вертикального электрозондирования (А.М. Амзоров), опускается до 250 м.

Структура рудного поля определяется пликативными дислокациями протерозойских отложений района, а также дорудными и пострудными разрывными нарушениями. Вмещающие породы имеют северо-восточное простирание и падают на юго-восток под углом от почти вертикального до 60° . В общем структурном плане они представляют юго-восточное крыло антиклинали с изоклинальной складчатостью, расшифровка которой осложнена из-за слабой обнаженности и отсутствия достаточно четких элементов залегания.

Тальковая залежь месторождения представляет собой крупное линзообразное тело, вытянутое в северо-восточном направлении и протягивающееся по простиранию на 850–900 м при ширине в центральной части до 200 м, глубина распространения 200–250 м (см. рис. 10). Талькиты падают на запад–северо-запад (265 – 294°) под углом 66 – 68° , по данным замеров элементов залегания чешуйчатости в штреках и ортах. Такое же падение имеют и тремолит-кварцевые тела, вскрываемые горными выработками. Мощными дайками диабазов, внедрившимися по пострудным нарушениям северо-западного простирания, тальковая залежь разобрана на ряд блоков, названных нами Южным, Центральным и Северным.

В тальковой залежи находятся линзообразные и пластообразные, а также неправильной формы кварцитовые тела, в большинстве своем выветре-

лые до порошковатого состояния. Маршаллитовые тела мощностью до 40–70 м залегают в западной и восточной частях тела. Строение этих тел часто невыдержанное, мощность меняется как по простиранию, так и по падению, от них ответвляются более мелкие тела, придавая образованиям сложную конфигурацию. Контакты маршаллитовых тел с тальком представлены переходной зоной, в которой перемежаются тальк и маршаллит в выделениях неправильной формы [45]. Кроме крупных кварцитовых (маршаллитовых) тел имеются и более мелкие: от пылевидного маршаллита, распределенного среди талька, до глыбообразных выделений размером 3–5 м сложной конфигурации. Какой-либо закономерности в порядке распределения этих включений не установлено, и распространены они в залежи повсеместно.

В тальконосном поле к югу от месторождения вскрыт еще ряд тальцитовых тел. На водоразделе ручьев Псило меланового и Кварцевого залегают два сближенных линзовидных тела порошковатого талька каждый мощностью до 25 м и протяженностью до 150 м. Глубина распространения не установлена, однако (по данным ВЗЗ) нижняя граница коры выветривания опускается здесь до 50–100 м. Порошковатый тальк, вскрытый рядом выработок в верховьях руч. Болдашкол, также приурочен к кварцитам и залегает в виде линзовидного тела мощностью до 50 м.

На месторождении вскрыты выветрелые порошковатые талькиты, представляющие собой структурный элювий, а в верхней части залежи находится зона переотложенных талькитов.

Талькиты структурного элювия представляют собой белую или светло-серую порошковатую массу, сложенную тальком и кварцем, который является основной примесью. По гранулометрическому составу талькиты неоднородны и состоят из частиц различной крупности, причем выделяются фракции существенно тальковая с размером частиц менее 1 мм и существенно кварцевая с размером частиц более 1 мм. В среднем содержание фракции +1 мм по месторождению равно 8–9%, а преобладающая масса частиц ($> 70\%$) имеет размеры менее 0,075 мм.

Тальк представлен чешуйчатыми индивидами вытянутой или изометричной формы, белого или светло-серого цвета с шелковистым блеском. Агрегаты талька легко расщепляются на тончайшие листочки, величина которых зависит от степени их расслоения. Размер чешуек, по данным электронно-микроскопического исследования, нередко может быть меньше 1 мкм. По оптическим свойствам тальк соответствует безжелезистой разности [4]. Химический состав талькитов характеризуется значительным постоянством, наибольшие колебания наблюдаются в содержании SiO_2 , MgO в зависимости от наличия в руде того или иного количества кварцевых примесей. Средний состав талькитов по 396 пробам следующий (в мас.%): SiO_2 — 68,9; Al_2O_3 — 0,25; Fe_2O_3 — 0,27; CaO — 0,08; MgO — 26,9; п.л.п. — 3,8. При пересчете на минеральный состав получаем 82% талька и 18% кварца.

В восточной части Северного блока, кроме кварца, в талькитах имеются включения каолинита в виде тонких линзовидных образований, расположенных согласно с чешуйчатостью талька и тонко перемежающихся с ним. Содержание каолинита в отдельных участках достигает 4–5%. Сред-

ний химический состав талькита с примесью каолинита по трем пробам орта 504 (в мас.%): SiO_2 — 68,8; Al_2O_3 — 1,76; Fe_2O_3 — 0,26; TiO_2 — 0,06; CaO — 0,15; MgO — 25,24; MnO — 0,02; S — сл.; K_2O — 0,01; Na_2O — 0,04; п.п.п. — 3,82; нераств. ост. — 93,95.

Кроме перечисленных минералов, талькиты содержат ничтожное количество других примесей в виде единичных зерен, определение которых проведено только визуально из-за малого количества. Отмечены следующие минералы в порядке частоты встречаемости: лимонит, псиломелан-вад, циркон, слюда, эпидот, барит, анатаз, рутил, гранаты, турмалин, сфен, карбонаты, магнетит, полевоы шпат, хлорит, пироксен.

Белизна талькитов месторождения колеблется от 55 до 100% (в основном 90–95%).

Талькиты переотложенной зоны по составу близки к талькитам структурного элювия, но имеют более высокое содержание окислов железа и алюминия за счет глинистых прослоек. Химический состав талькитов (в мас.%): SiO_2 — 66,5; MgO — 25,5; Al_2O_3 — 0,39; Fe_2O_3 — 1,57; CaO — 0,1.

Тальк-тремолитовые породы располагаются по контакту тремолит-кварцевых пород, а также среди них в виде линзовидных или неправильных тел мощностью до нескольких метров. Они характеризуются непостоянством минерального состава, что зависит от интенсивности оталькования тремолит-кварцевых пород; содержание в них талька изменяется от 41 до 95%, тремолита — от 4 до 50%, кварца — от 0 до 17%. Химический состав тальк-тремолитовых пород, вскрытых ортом на глубине 60–70 м от поверхности по данным 9 проб, отобранных вкрест простирания тела, следующий (в мас.%): SiO_2 — 60,91–68,25 (ср. 63,78); Al_2O_3 — 0,05–0,45 (ср. 0,22); Fe_2O_3 — 0,42–1,04 (ср. 0,69); CaO — сл.—4,52 (ср. 3,24); MgO — 23,02–29,55 (ср. 27, 30); TiO_2 — не обн.—0,04 (ср. 0,02); MnO — сл.—0,01; Na_2O — сл.—0,05; K_2O — сл.—0,05; п.п.п. — 3,56–4,05 (ср. 3,73); нераств. ост. — 89,85–97,34 (ср. 93,67).

Маршаллиты представляют собой белый, светло-серый или желтоватый разнотельный порошок, легко растирающийся пальцами в мельчайшую пыль. Зерна маршаллита имеют неправильную, остроугольную форму и различные размеры.

Маршаллитовые тела содержат включения талька в виде отдельных мелких примазок или линз. Особенно многочисленные тальковые скопления содержатся в маршаллитовых телах, залегающих внутри тальковой залежи, где образуются неправильные по форме или линзовидные выделения размером до 2–3 м, в которых содержание MgO достигает 15%, что соответствует 48% талька. Маршаллиты в восточной части Северного блока содержат линзовидные включения каолинита, подобные описанным среди талька, а также редкие единичные зерна слюды, рутила, барита, пирротина, карбоната, хлорита. Средний химический состав маршаллита (в мас.%): SiO_2 — 92,1; Al_2O_3 — 0,61; Fe_2O_3 — 0,48; CaO — 0,08; MgO — 3,5; п.п.п. — 1,7.

Специфические свойства алгуйского талька — его порошкообразное состояние, биминеральность и особенности гранулометрического состава — обуславливают своеобразие переработки и промышленного использования.

Наиболее целесообразным способом отработки месторождения представляется гидромониторный [26, 28], который позволит в карьере производить отделение талька и маршаллита от крупных кварцитовых реликтов. Увлажненная тальковая масса может поступать на флотацию для получения гарантированного концентрата и кварцевых "хвостов".

Геолого-тектоническое строение месторождения и рудного поля указывает на возможность увеличения запасов руды за счет более глубоких горизонтов тальковой залежи, а также на выявление новых тальковых тел к югу и северу от месторождения.

Западно-Прибайкальская тальконосная провинция

В последние годы в Западном Прибайкалье прослежен на протяжении более чем 400 км горизонт тальковых пород (рис. 11) в пределах региона, выделенного автором, по прогнозным соображениям, как особо благоприятного для поисков месторождений талька [27]. Эти талькиты имеют важное промышленное значение и, в частности, пригодны для производства электрокерамики. Благодаря выдержанности горизонта возникло представление о нормально-осадочном происхождении талька или о связи минерализации с глубинным разломом [43].

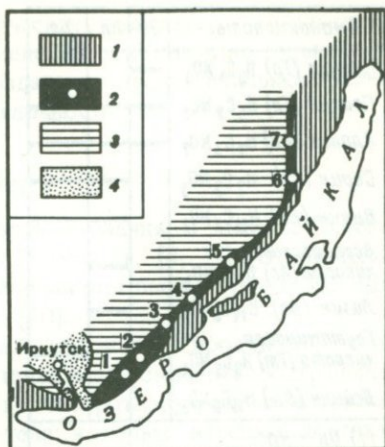
Тальковые породы приурочены к развитой на северо-западном крыле Байкальского антиклинория среднерифейской байкальской серии. В бассейне р. Левый Улькан В.П. Шаталов [43] выделяет два тальковых горизонта, мощностью от 15–20 до 30 м, в верхней части улунтуйской свиты. Однако в осмотренных автором участках в бассейнах рек Иликты, Сармы и Богульдейки тальконосный горизонт иногда относят к верхам смятой в складки голоустенской свиты. Тальковые и ассоциирующие с ними карбонатные породы повсеместно идентичны, поэтому вероятнее, что они слагают горизонт, иногда повторяющийся в складчатости. Миогeosинклинальная байкальская серия резко несогласно налегает на терригенно-вулканогенные отложения PR_2 и гранитоиды ирельского комплекса (1620 млн. лет). Случаи магматической интрузии байкальской серии неизвестны; изменения ее осадков связывают с раннеорогенным региональным метаморфизмом.

Алюмосиликатные породы (улунтуйской свиты?), согласно перекрывающие тальконосный горизонт, по наблюдениям автора, представлены преимущественно измененными алевrolитами и аспидными сланцами (при содержании кварца 10%). Наряду с новообразованными мусковитом и хлоритом в этих породах есть каолинит и гидрослюда, сегрегационная полосчатость отсутствует, ориентировка минералов обычно умеренная, кварц чаще сохраняет обломочный облик. Встречены редкие кварц-сидеритовые (до 75%) прослои. Все эти особенности позволяют отнести байкальские отложения к ступени аспидных сланцев. Во вскрытых непосредственных контактах сланцев и карбонатных пород признаки контактово-реакционных явлений не наблюдались.

Тальковые породы имеют интенсивную черную окраску и локализуются в онколитовых доломитизированных известняках (выделяемые при картировании известняки и доломиты [43] по пересчетам средних составов содержат соответственно 30 и 80% доломита). З.А. Журавлева определила (реки Иликта, Сарма) среднерифейские формы онколитов *Osagia columna*

Рис. 11. Западно-Прибайкальская тальконосная провинция

1 — дорифейские породы; 2 — рифейский байкальский комплекс и наиболее изученные тальконосные участки (1 — Средние Хомуты, 2 — Бузекта, 3 — Чиваджак, 4 — Сарма, 5 — Иликта, 6 — Улькан, 7 — Верхняя Урель), 3 — венд и кембрий; 4 — юра



та Reitl, Osag. tenuilamenlata Reitl и катиграфией *Vesicularites compositus* Z.Zhur. В онколитах четко проявляется типичное для них чередование карбонатных и обогащенных органическим веществом концентратов. Карбонатный материал онколитов — доломит с реликтами кальцита (окрашивание FeCl_3); свя-

зующая масса — иногда доломитовая, но часто представлена крупнозернистым кальцитом, имеющим облик продукта выполнения пустот, выстланных доломитом. Онколитовые породы обычно селективно или полностью окварцованы. Замещению подвергаются связующая масса с образованием относительно крупнозернистого кварца, затем отдельные концентры онколитов. При почти полном замещении в былых онколитах сохраняются лишь реликты доломита по отдельным слоям. Органическое вещество при окварцевании, как правило, сохраняется. Судя по прожилочкам кварца, секущим участки полной доломитизации, окварцевание было эпигенетическим, что вообще характерно для миогеосинклинальных осадков. Нетерригенная природа SiO_2 подтверждается небольшими содержаниями Al_2O_3 [43] в карбонатных (0,4–0,7%) и тальковых (0,36–0,94%) породах. С окварцеванием, возможно, синхронен поздний кальцит, как это уже отмечалось ранее.

Тальк иногда развивается совместно с реакционным кальцитом лишь в отдельных концентралах онколитов или по их границам с окварцованной связующей массой. В существенно тальковых породах присутствуют, часто порознь или же совместно, в переменных количествах реликтовые реакционные кварц и кальцит, но значительны и скопления субмономинеральных тальцитов, которые не могли возникнуть без существенного перераспределения компонентов. Так, по пересчету среднего состава руд Сарминского участка в них содержится 96% талька.

Наиболее яркая структурная черта тальцитов — почти неизменное присутствие теневых реликтов онколитов, подчеркиваемых распределением органического вещества. В отличие от чисто карбонатных и окварцованных пород при заметном содержании талька всегда видны признаки деформации, иногда лишь в виде слабого сплющивания селективно оталькованных онколитов, с будинированием неоталькованных онколитов и некоторым переотложением органики. Мономинеральные талькиты интенсивно плоччато рассланцованы с растаскиванием органического вещества онколитов и будинированием редких зерен кварца и кальцита. Иногда, однако, наблюдаются и паратектонические агрегаты талька и кальцита. Апоонколитовые и деформационные структуры свидетельствуют о том, что талькообразо-

Аминокислоты	Он	Кр	Тл
Треонин (Тр) $\text{H}_9\text{C}_4\text{NO}_3$			
Глицин (Гл) $\text{H}_5\text{C}_2\text{NO}_2$			
Аланин (Ал) $\text{H}_7\text{C}_3\text{NO}_2$			
Серин (Ср) $\text{H}_7\text{C}_3\text{NO}_3$			
Валин (Вл) $\text{H}_{11}\text{C}_5\text{NO}_2$			
Аспарагиновая кислота (Ас) $\text{H}_7\text{C}_4\text{NO}_4$			
Лизин (Лз) $\text{H}_{14}\text{C}_6\text{NO}_2$			
Глутаминовая кислота (Гм) $\text{H}_9\text{C}_5\text{NO}_4$			
Лейцин (Лц) $\text{H}_{13}\text{C}_6\text{NO}_2$			
(1) Он → Кр: $5\text{Тр} \rightarrow \text{Ср} + \text{Вл} + \text{Ас} + \text{Лз} + 3\text{H}_2\text{O} + 0 + 2\text{C}$			
(2) Кр → Тл: $\text{Ас} + 2\text{Лз} \rightarrow \text{Гм} + \text{Лц} + 2\text{H}_2\text{O} + 5\text{C} + 3\text{NH}_3$			

Рис. 12. Спектры аминокислот в органическом веществе онколитов (Он), окремненных онколитов (Кр) и оталькованных онколитов (Тл). Определения Т.В. Дроздовой. Внизу приведены сбалансированные реакции между специфическими соединениями, существующими на отдельных этапах изменения онколитов

вание происходило за счет местного перераспределения компонентов окремненных доломитов синхронно со складчатостью, в процессе которой алюмосиликатные породы претерпели изменения ступени аспидных сланцев.

В современных морских и древних песчаных осадках разного возраста изредка отмечали терригенный тальк [33]. Аутигенный тальк описан в морских и континентальных эвапоритах в теснейшей ассоциации с наиболее щелоч-

ными минералами парагенезисов — галитом и троней [47], полигалитом и ангидритом [53]. Наиболее близки к прибайкальским условия появления примеси талька в оолитах (не онколитах ли?) доломитизированных известняков (См и PR) Верхней Вольты и Конго [60] (в Конго — с гипсом). Большинство авторов предполагают эпигенетическое происхождение талька за счет монтмориллонитов и сепиолита [53]. Кристаллизация талька при низкой температуре благоприятствует локальная повышенная щелочность, что, помимо природных ассоциаций, подтверждается термодинамическим расчетом [16] и экспериментами, показавшими, что в присутствии MgCl_2 (рН 8,1–8,6) тальк быстро образуется при 150°C [57], тогда как без щелочных реагентов для его синтеза нужна температура более 300°C . В прибайкальских талькитах нет щелочных минералов, но обращает на себя внимание теснейшая ассоциация талька с органическим веществом онколитов. Онколиты — колонии синезеленых водорослей с белковым живым веществом, способным выделять щелочной аммиак. Давно установлено, что около нитей этих водорослей имеется щелочная среда [31]; рН в застойных водах колоний современных водорослей достигает 8,7 [31]. Местной повышенной щелочностью, возникающей при диагенетическом разложении водорослей, уже объяснялись реакции минералообразования [59]. Установлены относительная термическая устойчивость некоторых основных аминокислот белков [63] и появление иона аммония при контактном метаморфизме органических известняков [51]. Хорошая сохранность остаточного органического вещества в байкальских породах позволяет полагать, что на первых стадиях эволюции осадка оно изменялось слабо и могло создавать местную повышенную щелочность при раннеметаморфических реакциях минералообразования. Последнее, в частности, нашло подтверждение при определении спектров аминокислот органического вещества первичных доломитизированных онколитов, окремненных и оталькованных онколитов (рис. 12). Приведенные внизу сбалансированные реакции, связывающие специфические соединения,

присутствующие в трех этих типах органического вещества, свидетельствуют о высвобождении по мере усиления изменения онколитов не только летучих, но иона аммония. Последний мог создавать в процессе талькообразования местную самоподдерживающуюся щелочность.

Мамско-Чуйская тальконосная провинция

Впервые тальковые и тальк-тремолитовые сланцы в Мамско-Чуйском районе были отрывочно описаны в 1963–1964 гг. [3, 37]. Относительно детально с технологическими исследованиями они были изучены для одного из участков провинции лишь в 1983 г. [40].

Геологическое строение этого участка, как и всей провинции, отличается исключительной сложностью. На площади широким распространением пользуются метаморфические породы верхнепротерозойского возраста и пегматиты трех генетических типов, тела которых нередко достигают гигантских размеров и занимают в объеме толщи до 50% (рис. 13).

Главенствующим развитием пользуются породы свиты известково-силикатных пород (горизонт тремолитовых доломитов), которые на северо-западе контактируют с породами верхней свиты глиноземистых сланцев.

Последняя представлена переслаиванием биотитовых, гранат-биотитовых, дистен-гранат-биотитовых, амфибол-биотитовых гнейсов с пропластками двуслюдяных сланцев и известняков. Мощность ее 500 м.

Свита известково-силикатных пород представлена только ее нижним горизонтом тремолитовых доломитов, в составе которого нами выделены четыре пачки. В основании горизонта залегает пачка пород, представленная тонким переслаиванием тремолитовых доломитов с биотитовыми и амфиболовыми, реже двуслюдяными гнейсами. В зонах контактов доломитов с гнейсами нередко отмечаются процессы оталькования, приведшие к образованию тальк-тремолитовых пород, характеристика которых будет приведена ниже. Мощность пачки колеблется от первых десятков до 100 м.

Выше по разрезу залегает пачка кристаллических известняков различной зернистости, в которых в качестве аксессуарных минералов встречается мелкоигльчатый тремолит. В составе пачки редко фиксируются мало-мощные прослои (до 1–2 м) биотитовых и амфиболовых гнейсов. Процессы оталькования в ней выражены очень слабо. Мощность пачки 300 м.

Третья пачка имеет наиболее пестрый состав, где карбонатные и терригенные породы присутствуют почти в равных количествах. Слои не выдержаны по простиранию и фациально замещают друг друга. Основной фон создают тремолитовые доломиты. "Начинкой" же пачки служат биотитовые, амфиболовые, двуслюдяные гнейсы и карбонат-диоксидовые породы. Процессы оталькования здесь прошли очень интенсивно с образованием тальковых и тальк-тремолитовых сланцев (иногда с графитом). Данная пачка является наиболее тальконосной стратиграфической единицей района. Мощность ее достигает 300 м. Заключает разрез участка пачка кристаллических известняков, содержащих редкие прослои тремолитовых доломитов и биотитовых гнейсов. Мощность пачки превышает 100 м.

В структурном отношении район участка приурочен к ядру мамского синклинория, где наиболее ярко проявлены брахискладки центрального антиклинального поднятия. Площадь участка захватывает северо-западное

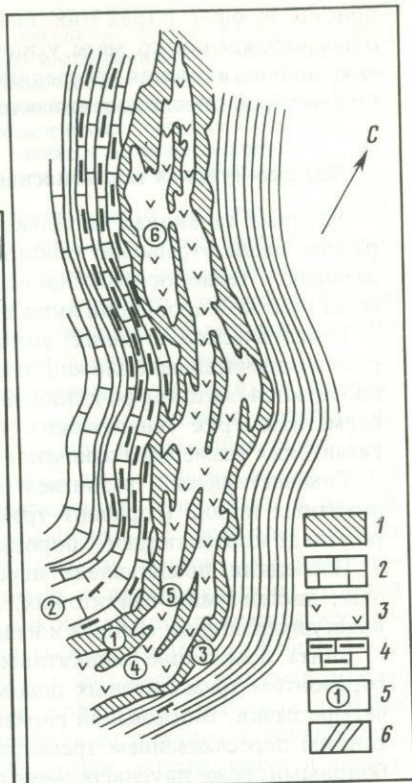
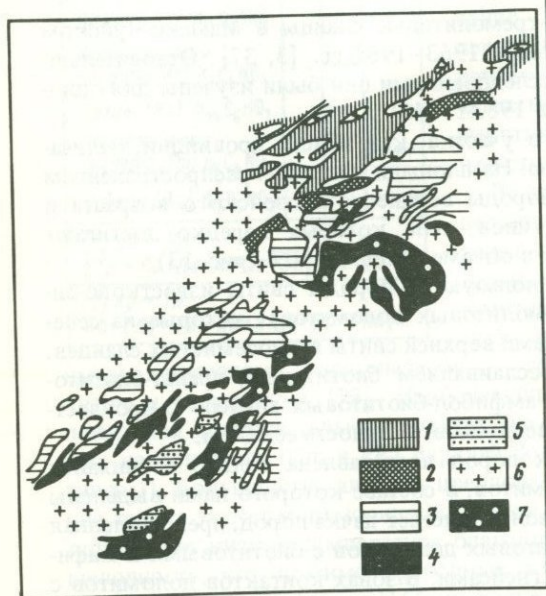


Рис. 13. Тальконосность Мамско-Чуйской провинции

1 — свита глиноземистых сланцев; 2 — тремолитовые доломиты с прослоями биотитовых, амфиболовых и двуслюдяных гнейсов; 3 — кристаллические известняки; 4 — тремолитовые доломиты с прослоями биотитовых, амфиболовых, двуслюдяных гнейсов и кальцит-диопсидовых пород; 5 — кристаллические известняки с прослоями тремолитовых доломитов; 6 — пегматиты; 7 — талькопроявления

Рис. 14. Типичная линза тальцитов

1 — тальк-тремолитовые породы; 2 — кристаллические известняки; 3 — частично тремолитовые тальки; 4 — тремолититы; 5 — места отбора и номера проб (к анализам табл. 9); 6 — биотитовые гнейсы

крыло и частично ядро (на северо-востоке) Мочикитской брахиантиклинали.

Талькиты развиты в породах горизонта тремолитовых доломитов. Наибольший интерес в этом отношении представляет его третья пачка, имеющая пестрый состав. Процессы оталькования обычно локализуются в зонах контактов тремолитовых доломитов с биотитовыми, амфиболовыми гнейсами, кальцит-диопсидовыми породами и двуслюдяными сланцами. Последние почти повсеместно фиксируют небольшие межслоевые тектонические подвижки и сопутствуют процессам талькообразования. Форма и размеры тел тальцитов отличаются значительным разнообразием. Это пластовые залежи с изменчивыми нечеткими контактами, часто расщепляющиеся на серии мелких, быстро выклинивающихся пропластков. Их морфо-

Таблица 9

Химический состав тальк-тремолитовых и тальковых пород Мамско-Чуйской провинции (в мас.%)

Компоненты*	1**	2	3	4	5	6
SiO ₂	56,50	58,00	57,20	64,30	59,20	62,10
Al ₂ O ₃	1,00	0,20	1,20	0,80	0,65	0,50
Fe ₂ O ₃	1,70	0,60	1,50	1,30	0,47	0,18
MnO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,058	0,026	0,021
MgO	24,40	23,80	24,00	22,60	27,60	29,20
CaO	9,60	12,70	7,60	3,10	3,80	0,14
K ₂ O	1,00	0,10	2,00	1,00	Не обн.	Не обн.
Na ₂ O	0,30	0,15	0,15	0,10	0,07	0,06
П.п.п.	0,80	0,60	1,50	4,50	3,70	4,20
CuO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,045	0,002	0,003
Fe ₂ O ₃ , раств. в HCl	0,20	0,10	0,30	0,20	0,09	0,09
Нераств. ост.	93,60	93,20	85,60	88,35	89,10	95,20
Белизна	77,30	81,40	73,70	73,80	86,90	80,90

Нормативный минеральный состав (в ат.%)***

Тальк	19,85	4,01	21,48	47,13	72,63	93,13
Тремолит	63,24	89,44	51,71	17,98	25,55	—
	71,30	93,40	55,55	20,36	27,37	—
Эденит-паргасит	8,06	3,98	3,84	2,38	1,82	1,50
Флогопит	8,85	0,88	17,42	7,82	—	—
Кварц	—	1,69	5,55	24,69	—	5,37

* Во всех анализах определялись и не обнаружены SO₃ и As.

** Номера анализов соответствуют пробам на рис. 14.

*** В долях тетраэдрических [Si₄] группировок минералов: тальк Mg₃[Si₄O₁₀](OH)₂, тремолит Ca₂Mg₅[Si₄O₁₁]₂(OH)₂, паргасит NaCa₂Mg₄Al[AlSi₃O₁₁]₂(OH)₂, кремниевый эденит NaCa₂Mg₅[Si₄O₁₁]₂(O, OH)₂, флогопит KMg₃[AlSi₃O₁₀](OH)₂. В части составов вследствие дефицита Al сбалансирование зарядов в эдените и флогопите предполагается за счет замещения O²⁻ OH. Нормативный кварц не отмечался в шлифах. Наоборот, незначительное содержание модалового кальцита нельзя было учесть в связи с отсутствием определений CO₂ в химанализах.

Примечание. 1 — тальк-тремолитовая порода из контактной зоны талькита и тремолита; 2 — тремолитит; 3 — тальк-тремолитовая порода из контактной зоны талькита и гнейса; 4, 5 — тремолитсодержащий талькит; 6 — талькит.

логия значительно усложняется тем, что, занимая в толще согласное положение, талькиты принимают участие во всех складчатых формах толщи, порой очень сложной конфигурации. В подавляющем большинстве случаев они, кроме того, расчленены на отдельные блоки секущими пегматитовыми телами. Всего на участке известно 14 выходов талькитов (см. рис. 13). Длина тел колеблется от 2–5 до 150–200 м, мощность — от первых десятков сантиметров до 5–7 м.

В их внутреннем строении отмечается определенная зональность. Центральные части тел сложены белыми тальковыми и серыми тальк-тремолитовыми сланцами, сменяющимися к контактам зонами перехода к нормальным гнейсам, с одной стороны, и к тальк-карбонат-тремолитовым породам — с другой.

Из известных тальковых проявлений наибольший интерес, по нашему мнению, представляет крупная линза талькитов на северо-востоке участка (рис. 14). Длина ее изученной части составляет более 100 м, мощность — около 10 м. Цельность линзы не нарушена пегматитами. Она имеет субмеридиональное простирание и пологое восточное падение под углом 15–20°. Линза — метасоматическое образование и залегает на контакте биотитовых гнейсов с тремолитовыми доломитами, которые явились основным субстратом талькитов. Центральная ее часть сложена белыми тальковыми сланцами и серыми (до темно-серых) тремолитовыми талькитами. Переход к известнякам и биотитовым гнейсам постепенный. В зонах перехода породы имеют нестабильный минеральный состав и внешний облик. Тремолитовые доломиты интенсивно оталькованы (до 10% талька). По минеральному составу выделено 6 типов талькосодержащих пород, которые и были подвергнуты исследованиям. Их химический состав приведен в табл. 9.

ЛИТЕРАТУРА

1. Боуэн Н.Л., Таттл О. Система $MgO-SiO_2-H_2O$ // Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М.: Изд-во иностр. лит. 1950. С. 23–48.
2. Варлаков А.С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 239 с.
3. Великославинский Д.А., Казаков А.Н., Соколов Ю.М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1963. 227 с.
4. Винчелл А.Н. Оптическая минералогия. М.: Изд-во иностр. лит. 1953. 530 с.
5. Витовская И.В., Берхин С.И. К вопросу о природе керолита // Геология и геохимия коры выветривания: Кора выветривания. М.: Наука, 1968. Вып. 10. С. 134–158.
6. Витовская И.В., Берхин С.И. К вопросу о природе гарниерита // Геология и минералогия коры выветривания: Кора выветривания. М.: Наука, 1970. Вып. 11. С. 26–39.
7. Гарань М.И. Докембрий // Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. 12, кн. 1, ч. 1. С. 148–160.
8. Генетические типы, закономерности размещения и прогноз месторождений брусита и магнезита / П.П. Смолин, А.И. Шевелев, Л.П. Урасина и др. М.: Наука, 1984. 318 с.
9. Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Вып. 6. С. 71–101.
10. Дьяконов Ю.С. Результаты рентгенографического исследования керолитов // Докл. АН СССР. 1963. Т. 146, № 4. С. 909–911.
11. Зотов И.А. Режим температуры и давления при метаморфизме пород кристаллического комплекса Юго-Западного Памира // Докл. АН СССР. 1967. Т. 177, № 5. С. 1170–1173.
12. Иодер Х.С. (мл.). Система $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ и соответствующие метаморфические фации // Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. С. 77–130.
13. Киселев В.И. Характеристика тальков из скарнов Юго-Западного Памира // Минералогия Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1982. Вып. 6. С. 33–43.
14. Киселев В.И., Шаповалов И.П., Бируля И.В., Гаврилова А.И. Мальводжское месторождение талька и энстатита — новый тип минерально-парагенетических ассоциаций магнезиально-скарновой формации // Изв. АН ТаджССР. Отдел физ.-мат. и геол.-хим. 1977. № 4. С. 53–63.

15. Клушников С.И., Попов В.И. Метаморфические толщи Юго-Западного Памира // Тр. Тадж.-Памир. экспедиции. 1936. Вып. 69. С. 18–24.
16. Коренбаум С.А. Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. М.: Наука, 1967. 287 с.
17. Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.
18. Лицарев М.А. Типы метасоматической зональности на месторождениях флогопита // Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980. С. 79–92.
19. Лицарев М.А., Виноградов В.И., Кулешов В.Н. О солёности раннедокембрийских отложений ваханской серии (Юго-Западный Памир) // Докл. АН СССР, 1977. Т. 234. № 6. С. 1425–1428.
20. Лицарев М.А., Платонов А.Н., Таран М.Н., Польшин Э.В. Фиолетовая шпинель Юго-Западного Памира // Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980. С. 199–210.
21. Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968. 200 с.
22. Радугин К.В. Элементы стратиграфии и тектоники Горной Шории // Материалы по геологии Западно-Сибирского края. 1937. № 37. С. 1–78.
23. Романович И.Ф. Генезис Светлоключского месторождения талька. М.: Промстройиздат, 1955. С. 3–64. (Тр. треста "Мостгеолнеруд"; Вып. 3).
24. Сердюченко Д.П. Кальцитотальк – новый минерал // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1959. Т. 88, вып. 3. С. 298–304.
25. Смолин П.П. Промышленно-генетические типы тальковых руд восточных районов СССР и перспективы создания тальковой промышленности союзного значения в Восточной Сибири // Развитие производительных сил Восточной Сибири. Геология и минерально-сырьевая база. Нерудные полезные ископаемые. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 44–65.
26. Смолин П.П. Киргитское месторождение маложелезистого талька в Красноярском крае и вопросы генезиса промышленно-генетических типов тальковых руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 66–102. (Тр. ИГЕМ; Вып. 63).
27. Смолин П.П. Закономерности размещения промышленных месторождений талька на территории СССР и критерии локализации особо ценного безжелезистого талька // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 6. С. 493–548.
28. Смолин П.П. Вопросы развития тальковой сырьевой базы и промышленности СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 29–48. (Тр. ИГЕМ; Вып. 95).
29. Смолин П.П. Пределы и природа вариаций состава минерала талька // Докл. АН СССР, 1967. Т. 172, № 1. С. 187–190.
30. Смолин П.П. О природе взаимозависимостей состава, свойств, генетических типов руд и промышленных характеристик талька // Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. М.: Наука, 1969. Т. 1. С. 257–277.
31. Смолин П.П. Апоонколитовые талькиты Предбайкалья и схема классификации регионально-метаморфических тальконосных провинций // Докл. АН СССР, 1971. Т. 199, № 3. С. 684–687.
32. Смолин П.П. Условия формирования месторождений магнезита, талька и брусита в эволюции магнезиально-карбонатных толщ // Геохимия. Петрология: Докл. сов. геологов на XXV сес. МГК. М.: Наука, 1976. С. 450–467.
33. Смолин П.П. Современный статус минерального семейства талька // Геология и генезис важнейших эндогенных неметаллических ископаемых. М.: Наука, 1983. С. 5–87.
34. Смолин П.П. Минерагения, эволюционные взаимосвязи и прогноз магнезиальных полезных ископаемых (магнезит, брусит, тальк) // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983. С. 66–76.
35. Смолин П.П., Звягин Б.Б., Дриц В.А. и др. Структурная идентификация и вариации структурной упорядоченности природных разновидностей талька // Докл. АН СССР, 1974. Т. 218. № 4. С. 924–927.
36. Смолин П.П., Киселев В.И. Ритмичность и магнезиальность карбонатных пород горанской серии Юго-Западного Памира // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук. 1979. № 3. С. 178–190.

37. Сучков П.Н. Месторождения талька в Чуйском районе Байкало-Патомского нагорья // Бюл. науч.-техн. информ. М.: ВИЭМС, 1964. № 1 (51). С. 21–22.
38. Месторождения талька СССР / И.Ф. Романович, Г.Н. Безруков, Б.А. Боговский и др. М.: Недра, 1973. 219 с.
39. Танатар-Бараш З. Миннесотаит — контактный минерал Белозерского железорудного района // Геол. журн. 1965. Т. 25, № 4. С. 94–97.
40. Фирсанов С.К., Дубровский А.В. Талькиты Мамской мусковитовой провинции // Техника и технология производства нерудных и неметаллорудных материалов. Тольятти: ВНИИнеруд, 1982. С. 67–77.
41. Шаманский И.Л., Шевелев А.И. Геология и перспективы промышленного использования Алгуйского месторождения маложелезистого талька // Нерудные ископаемые Западной Сибири. Казань, 1971. С. 172–176. (Тр. Казан. геол. ин-та; Вып. 31).
42. Шаповалов И.П., Бируля И.В., Киселев В.И. Мальводжское месторождение талька и энстатита — новый промышленный и минерально-парагенетический тип нерудного сырья // Геология руд. месторождений. 1976. № 3. С. 57–65.
43. Шаталов В.К. О тальковом сырье в Западном Прибайкалье // Сов. геология. 1964. № 9. С. 133–137.
44. Шевелев А.И. Алгуйское месторождение маложелезистого талька // Вестн. ЗСГУ и НТГУ. 1963. № 2. С. 8–13.
45. Шевелев А.И., Кузьмин А.М. К генезису Алгуйского месторождения талька // Геология и геофизика. 1971. № 7. С. 50–56.
46. Шевелев А.И., Урасина Л.П. Перспективы западной части Алтае-Саянской складчатой области на маложелезистый тальк // Геология и геофизика. 1979. № 1. С. 144–156.
47. Bradley W.H. Lazurite, talc and chlorite in the Green River formation // Amer. Mineralogist, 1964. Vol. 48, N 516. P. 778–781.
48. Brindley J.W., Bish D.L., Hsien-Ming Wan. The nature of kerolite, its relation to talc and stevensite // Miner. Mag. 1977. Vol. 41, N 317/320. P. 443–452.
49. Brindley J.W., Bish D.L., Hsien-Ming Wan. Composition, structures and properties of nickel-containing minerals in the kerolite-pimelite series // Amer. Miner. 1979. Vol. 64, N 5/6. P. 469–500.
50. Clarke J.M. Talc; destiny in diversity // Ind. Miner. (Gr. Brit.). 1979. N 144. P. 23–59.
51. Degens E.T., Hunt I.M., Renter I.H., Reed W.F. Data on the distribution of amino acids and oxygen isotopes in petroleum brine water of various geologic ages // Sedimentology. 1964. Vol. 3. P. 199–225.
52. Floran R.J., Papike J.J. Mineralogy and petrology of the Gunflint iron formation, Minnesota-Ontario: correlation of compositional and assemblage variations at low to moderate grade // J. Petrol. 1978. Vol. 19, N 2. P. 215–288.
53. Füchtbauer H., Goldschmidt H. Die Tonminerale der Zechsteinformation // Miner. und Petrogr. Einzeldarstell. 1959. Bd. 6, N 5. S. 320–346.
54. Gole M.J. Mineralogy and petrology of very low-metamorphic grade archaean banded iron formation, Weld Range, Western Australia // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 1/2. P. 8–25.
55. Gruner J.W. The composition and structure of minnesotaite, a common iron silicate in iron formation // Amer. Miner. 1944. Vol. 29, N 9/10. P. 369–370.
56. Guggenheim S., Bailey S.W. The superlattice of minnesotaite // Canad. Miner. 1982. Vol. 20, pt 4. P. 579–584.
57. Hohling H.I. Bemerkung zu dem "Serpentintalk" aus dem Zechsteinanhydritprofil der Erdgasbohrung Freuswegen 3 im Emsland // Beitr. Miner. und Petrogr. 1958. Bd. 6, H. 2. S. 108–111.
58. Kager P.C.A., Oen L.S. Iron-rich talc-opal-minnesotaite spherulites and crystallochemical relations of talc and minnesotaite // Miner. Mag. 1983. Vol. 47, N 343. P. 229–231.
59. Lippman F. Ton, Geoden und Mineral des Barreme von Hoheneggelsen // Geol. Rdsch. 1955. Bd. 43, H. 2. S. 475–503.
60. Millot G., Palanski G. Sur un talc d'origine sédimentaire // C. r. Soc. géol. France. 1959. N 2. P. 45–46.
61. Miyano T. Effect of CO₂ on mineralogical differences in some low-grade metamorphic iron formation // Geochem. J. 1978. Vol. 12, N 4. P. 201–211.
62. Schreyer W., Abraham K. Three-stage metamorphic history of a whiteschist from Sar-a-Sang, Afghanistan, as a part of a former evaporite deposit // Contribs Mineral. and Petrol. 1976. Vol. 59, N 2. P. 111–130.

63. *Vallentyne I.R.* Biogeochemistry of organic matter. II. Thermal reaction kinetics and transformation products of amino compounds // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1964. Vol. 28, N 2. P. 157–188.
64. *Wood R.M.* The iron-rich blueschist-facies minerals: Zussmanite and related minerals // *Miner. Mag.* 1980. Vol. 43, N 329. P. 605–614.

УДК 553.543 : 549.623.78

Л.К. РЯЗАНОВА

ПЕТРОГРАФИЯ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ПОРОД БАЖЕНОВСКОГО И САЯНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА

Месторождения хризотил-асбеста всегда приурочены генетически и морфологически к серпентинитам. В зависимости от состава пород, за счет которых возникли серпентиниты и связанные с ними месторождения хризотил-асбеста, выделяются две группы месторождений: месторождения хризотил-асбеста, возникшие при серпентинизации ультраосновных пород (дунитов, перидотитов, пироксенитов), и месторождения хризотил-асбеста, возникшие при процессах серпентинизации толщ доломитизированных известняков под влиянием гидротермальных кремнекислых растворов. По характеру проявления асбестоносности месторождения хризотил-асбеста, связанные с ультраосновными породами, в СССР принято [7] подразделять на три подтипа:

1) месторождения Баженовского подтипа характеризуются проявлением асбестоносности в виде простых и сложных отороченных жил, сетчатого асбеста и мелкопрожила, обычно встречающихся совместно. Рудные залежи этого подтипа представляют собой мощные (1,0–1,4 км) рудные тела, крутопадающие и протягивающиеся на значительное (100–1000 м) расстояние по простиранию. Вблизи висячего блока эти рудные тела представлены зонами мелкопрожила. По направлению к лежащему боку рудных тел зона мелкопрожила постепенно переходит в зону сетчатого асбеста. Вблизи лежащего бока сетчатая зона сменяется зоной отороченных жил асбеста, представленных простыми или сложными жилами;

2) месторождения Лабинского подтипа характеризуются проявлением асбестоносности в виде одиночных жил, имеющих форму жилообразных полос. В месторождениях этого подтипа рудные полосы или сопровождают с обеих сторон дайки гранитоидных жильных пород, или приурочены к трещинам в серпентинитах, вдоль которых шло продвижение растворов;

3) для месторождений Карачаевского подтипа характерно проявление асбеста в виде продольно, а не поперечно-волоконистых жил. Рудные залежи имеют штоко- или линзообразную форму.

Основу сырьевой базы асбестовой промышленности СССР составляют Баженовское, Джетыгаринское и Киембаевское месторождения хризотил-асбеста, расположенные в пределах Уральской складчатой области. За последние годы в качестве второй мощной сырьевой базы выявились месторождения, приуроченные к обширнейшему "Змеевиловому поясу" Восточ-

ных и Западных Саян: Саянское месторождение хризотил-асбеста, являющееся одним из наиболее богатых по содержанию текстильных сортов среди отечественных месторождений, и Ак-Довуракское месторождение в Туве [5]. По своему характеру все эти месторождения относятся к баженовскому подтипу хризотил-асбеста.

Баженовское месторождение служит эталоном при изучении всех других месторождений хризотил-асбеста. Месторождение находится на восточном склоне Среднего Урала и приурочено к восточной части одноименного гипербазитового массива. Центральная и южная части массива сложены породами дунит-гарцбургитовой формации, среди которых преобладают в различной степени серпентинизированные гарцбургиты и подчиненные им дуниты. Северная часть массива сложена дунитами и пироксенитами. С запада массив контактирует с более молодым, чем гипербазиты, габбро, с востока — с плагиогранитами Рефтинского, а с юго-востока — с малокалиевыми гранитами Режикского массива. На контакте с гранитоидами гипербазиты преобразованы в тальк-карбонатные и кварц-карбонатные породы. Для массива характерно интенсивное изменение первичных пород: серпентинизация, оталькование, карбонатизация, листвинитизация, бруситизация, хлоритизация, амфиболизация, пироксенизация, ашаритовая минерализация. Среди пород массива наибольшим распространением пользуются серпентиниты, которые занимают 75% площади массива. Особенностью структуры месторождения является наличие трех меридиональных полос, резко отличающихся друг от друга характером асбестопроявления и распределением залежей хризотил-асбеста: Восточной, Главной и Западной. Как указано выше, баженовский подтип характеризуется развитием шести типов асбестоносности, однако указанная зональность выдерживается далеко не на всех залежах, а их на месторождении более 20. Наибольшая выдержанность ее присуща залежам Главной асбестоносной полосы, которые имеют наиболее важное промышленное значение. Западная полоса месторождения отличается более слабым проявлением асбестоносности, а в Восточной полосе асбестоносные серпентиниты встречаются намного реже, здесь распространены тальковые и тальк-карбонатные породы.

Саянское месторождение хризотил-асбеста находится в пределах гипербазитов Иджимского массива, в его северной части. Массив входит в состав Куртушибинского офиолитового пояса, расположенного среди каледонит Западного Саяна. Вмещающими породами для асбестоносных гипербазитов являются зеленокаменно измененные основные эффузивы и туфы, переслаивающиеся с кремнистыми, углисто-кремнистыми и другими сланцами. Вблизи контакта с ультраосновными породами основные эффузивы родингитизированы, а углисто-кремнистые сланцы претерпевают уплотнение и превращаются в монолитно-сливные кварциты. В породе появляются порфиробласты альбита, клинопироксен-салитового ряда, сфен, гранат, апатит [2]. Первичные гипербазиты массива представлены гарцбургитами, дунитами и перцолитами, причем гарцбургиты резко преобладают. Характерной особенностью месторождения считается дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс, представляющий собой переслаивание полос дунитов и гарцбургитов. В тонкополосчатом комплексе мощность полос дунитов и гарцбургитов колеблется от 2—3 мм до первых десятков сантиметров. В грубополосчатом комплексе мощность полос достигает 10 м. Чаще всего она состав-

ляет 0,4–1 м. Серпентиниты очень широко развиты на месторождении. Среди гипербазитов месторождения присутствуют жилообразные тела пироксенитов, габброидов, родингитов, ориентированных согласно простиранию полосчатых текстур в ультраосновных породах. На Саянском месторождении развиты руды тех же разновидностей, что и на остальных месторождениях баженовского подтипа.

Дуниты этих месторождений – макроскопически твердые породы. Цвет их меняется в зависимости от степени серпентинизации от светло-серого до зеленовато-черного. Под микроскопом в некоторых местах наблюдаются неизменные участки, сложенные в основном среднезернистым оливином, среди которого кое-где встречаются отдельные кристаллы магнетита. Другие участки более серпентинизированы, и оливин присутствует в них в виде реликтов овальной формы. Структура породы панидиоморфно-зернистая. Первичные минералы: оливин – 80–90%, пироксен практически отсутствует, если и наблюдается, то содержание его в породе не превышает 5%; хромшпинелиды – до 1%. Оливин образует округлые или угловатые зерна. Величина зерен от долей миллиметра до 1 мм, $2V = 58^\circ$, $c : Ng = 1,690 \pm 0,002$, $c : Np = 1,654 \pm 0,002$. Хромшпинелиды просвечивают красно-бурным цветом. Внутри них часто фиксируются включения оливина (Таблица IV, а). Вторичные минералы представлены серпентином (лизардит, хризотил), тальком, магнетитом, бруситом. Общее содержание вторичных минералов не превышает 10%. Лизардит 1-й генерации (L_1) образует шнуры, развивающиеся по петлевидным трещинкам зерен оливина или между зернами оливина (Таблица IV, б). Мощность шнуров лизардита в дунитах больше, чем мощность лизардитовых шнуров в гарцбургитах. Шнуры лизардита сочленяются не пересекаясь друг с другом. Вместе с лизардитом фиксируется брусит. Хризотил 1-й генерации (X_1) образует округлые петли, внутри которых располагаются зерна оливина со шнурами лизардита. Хризотил – более позднее образование по сравнению с петельчатым лизардитом. Оливин замещается антигоритом и хризотилом. Это замещение сопровождается выпадением магнетита. Единичные зерна энстатита всегда замещены тальком. Наибольшим распространением на месторождениях пользуются дуниты с петельчатым лизардитом 1-й генерации.

Гарцбургиты на месторождениях всегда преобладают среди первичных пород. Макроскопически это породы темно-серого цвета с выделяющимися блестящими кристаллами пироксена среди основной массы серпентин-оливинового состава. При увеличении серпентинизации цвет их меняется от темно-серого до зеленовато-черного. Надо отметить, что на Саянском месторождении при плавном контакте дунитов с гарцбургитами в последних по мере удаления от границы фиксируется постепенное увеличение количества пироксена и размер его зерен, а при резкой границе сразу же наблюдается сильное увеличение и количества и размеров вкрапленников пироксена. На месторождениях все гарцбургиты в той или иной степени серпентинизированы. Структура гарцбургитов гипидиоморфно-зернистая. На первичную структуру всегда наложена вторичная петельчатая структура серпентина, который развивается по трещинам в породе.

Главным пороодообразующим минералом является оливин. Иногда его содержание доходит до 90% объема породы. Он образует округлые или идиоморфные зерна размером от долей миллиметра до 1–2 мм. Крупные

идиоморфные кристаллы оливина наблюдаются в слабо серпентинизированных разновидностях. В сильно серпентинизированных гарцбургитах оливин имеет форму реликтовых зерен. $2V = 90^\circ$, $c : Ng = 1,703 \pm 0,002$, $c : Np = 1,664 \pm 0,002$.

Пироксен представлен энстатитом. В среднем содержание энстатита в породе 15–20%, но количество его очень непостоянно, особенно на Саянском месторождении в зоне контакта дунитов с гарцбургитами. $2V = 66^\circ$, $c : Ng = 1,672 \pm 0,002$, $c : Np = 1,664 \pm 0,002$. В некоторых шлифах фиксируются пойкилиты оливина в пироксене. Форма зерен таблитчатая или неправильная. В шлифах иногда наблюдаются тонковолокнистые агрегаты минерала бурого цвета, замещающие зерна оливина. Д.Д. Штейнберг относит эти агрегаты к ранее не известной разновидности диопсида [9]. Геологи Баженовского НИИгеоласбест считают, что эти агрегаты представлены тесным срастанием серпентина с диопсидом.

Хромшпинелиды образуют выделения неправильной формы размером 0,1–1 мм. Они окружены хлоритом и замещены зернами магнетита. Размер зерен хромшпинелидов уменьшается в сторону контактов с габбро.

Лизардит 1-й генерации образуется по трещинкам в оливине и редко в пироксене. Он слагает петлевидные прожилки, секущие зерна оливина. Соприкасаясь, шнуры образуют петельчатую структуру. В шнурах фиксируются просечки, которые образованы или безрудными трещинками, или магнетитовыми зернами. В.П. Еремеев и А.К. Сибилев [1] отмечали, что в частично лизардитизированных гарцбургитах энстатит присутствует в неизмененном состоянии и изредка замещен тальком и баститом. Контур энстатита, когда его большая или меньшая часть замещена лизардитом, сохраняют свои очертания и не показывают каких-либо признаков "разбухания" или увеличения объема минералов [3].

Содержание лизардита достигает в гарцбургитах 20–30%. Зерна оливина внутри петель лизардита часто замещаются хризотилом. Антигорит чешуйчатый развивается по трещинкам, где его чешуйки располагаются перпендикулярно стенкам трещин (Таблица IV, в). Часто антигорит развивается по лизардиту, иногда иглы его наблюдаются в оливине. Пересекаясь, трещинки антигорита образуют крупнопетельчатую структуру в сравнении с петельчатой структурой лизардита. В отличие от лизардитовых шнуров, в силу различной ориентировки чешуек, антигоритовые шнуры погасают не одновременно. Содержание первичного антигорита резко падает от безрудных блоков в сторону асбестоносных пород, а содержание петельчатого лизардита возрастает. Хризотил если и наблюдается, то в очень незначительных количествах.

На Саянском месторождении А.К. Сибилевым в шлифах наблюдался бурый амфибол, обрастающий энстатит по периферии зерен. По данным А.К. Сибилева, обнаруживаемые в амфиболовой псевдоморфозе реликты энстатита имеют форму расщепленных фигур, и амфиболизация ромбического пироксена сопровождается возникновением прямоугольной сети тончайших жилок вторичного оливина [6]. Тальк замещает зерна пироксена с периферии или внутри его вдоль плоскостей спайности. Хлорит выполняет трещинки внутри зерен хромшпинелидов. Магнетит выделяется при замещении оливина серпентином. А.К. Сибилев установил на Саянском месторождении зональное распространение различных по типу серпентинизации

гарцбургитов. Краевые части большинства дунит-гарцбургитовых ядер или осевые зоны повышенной трещиноватости внутри этих ядер сложены лизардитизированными ультрабазитами. Антигоритизированные гарцбургиты и дуниты обычно распространены в центральных частях перидотитовых ядер, а также на некотором удалении от трещинных зон внутри этих ядер [6].

Пироксениты Баженовского месторождения — макроскопически мелко- и среднезернистые породы светло-зеленого, зеленого до почти черного цвета. Порода сложена в основном моноклинным и ромбическим пироксенами с незначительной примесью оливина и магнетита. Такой состав, отвечающий составу вебстеритов, характерен для наиболее распространенных в районе среднезернистых пироксенитов. Однако очень часто состав пироксенитов обнаруживает значительные колебания, и они переходят при постепенном уменьшении количества энстатита в диаллагиты, состоящие из моноклинного пироксена, с хорошо выраженной диаллоговой отдельностью или же, при уменьшении количества диаллага, в энстатитовые породы. Обычно количество оливина не более 5%, но иногда повышается до 20–30%. В таких случаях оливин превращен почти нацело в хризотилковый серпентин с реликтами зерен оливина внутри петель серпентина, среди пироксенов, почти неизмененных. Наиболее идиоморфен оливин, образующий пойкилитовые вроски в зернах пироксена. Энстатит образует пойкилитовые включения в диаллаге. Вдоль отдельных полос пироксениты, так же как и гарцбургиты, подвергались озмеекованию, полосы змеевиков иногда асбестоносны [8].

Лерцолиты Саянского месторождения представляют собой породы темного цвета. В зоне контакта гарцбургиты постепенно переходят в лерцолиты. В них появляются единичные зерна моноклинного пироксена, количество которого по мере удаления от контакта увеличивается. Главные минералы — оливин и энстатит. Количество моноклинного пироксена возрастает до 10–15%. Количество оливина в связи с этим уменьшается. По оптическим свойствам оливин и энстатит от этих же минералов в гарцбургитах не отличаются. Содержание магнетита 2–3%. Образует жилки или отдельные крупные зерна. Лизардит приурочен к оливину. Его содержание 5–10%.

Серпентиниты в зависимости от того, за счет каких пород они образовались, бывают апогарцбургитовые и аподунитовые. Макроскопически апогарцбургитовые серпентиниты легко отличаются от аподунитовых наличием пластинок бастита, содержание которых варьирует от 5 до 35%.

В зависимости от минерального состава серпентиниты месторождений подразделены на лизардитовые, хризотилловые, антигоритовые и смешанного состава (как, например, лизардит-хризотилловые, антигорит-лизардитовые и т.д.). Наибольшим распространением на месторождениях пользуются лизардитовые разновидности серпентинитов.

Аподунитовые лизардитовые серпентиниты, как правило, не асбестизированы. Очень редко в них наблюдается асбестоносность типа просечек и продольно-волокнистый асбест в тесном сростании с немалитом. Фиксируются в зонах тектонических нарушений, где обладают своеобразной чичевищеобразной отдельностью. Структура породы петельчатая, пластинопетельчатая или ленточная. Состав породы: лизардит, хризотил, магнетит, брусит, хризотил-асбест, хлорит, тальк, карбонат. В шлифах фиксируются две генерации лизардита: I генерация — петельчатая L_1 , II генерация — ленточ-

ная L_2 . Петельчатый лизардит образует шнуры, аналогичные шнурам L_1 в частично серпентинизированных дунитах и перидотитах. Ячейки внутри шнуров заняты пластинчатым лизардитом, обладающим очень низким дву-преломлением, развивающимся по зернам оливина. L_2 в данном случае часто фиксируется в виде треугольных пластинок, образующих конвертообразные формы. Замечено, что содержание L_1 по направлению к контакту с габбро резко увеличивается. По данным уральских геологов, возможно увеличение на 40–50%.

Погасание пластинок L_2 волнистое или секториально-конвертообразное. В петлях, образованных L_1 , нет просечек с дисперсным магнетитом. На Баженовском месторождении геологами НИИасбест на рентгенограмме шлифов зафиксирована 3-я генерация лизардита (L_3), образующая иголки и клинушки с отрицательным удлинением. Очень редко наблюдаются прожилки 4-й генерации лизардита. Макроскопически прожилки темно-зеленого цвета, их мощность достигает первых сантиметров. Внутри этих прожилков фиксируются просечки магнетита. По оптическим свойствам не отличается от раннего, первого лизардита. Хромит присутствует в виде ограниченных изометричных зерен. Брусит образует мелкие листочки с отрицательным удлинением, карбонат — или идиоморфные зерна или бесформенные образования. Тальк наблюдается в виде мелких листочков или агрегатов.

Хризотилловые серпентиниты, представленные только одной разновидностью серпентина — хризотилом, на месторождениях встречаются крайне редко. Серпентиниты слагают оторочки жил в зонах отороченных жил и в зонах крупной сетки. Серпентиниты обладают волокнистым строением, трещиноватые, по трещинам развивается шагрени. Микроструктура породы волокнисто-петельчатая, волокнисто-решетчатая, волокнисто-пучковая, волокнисто-пластинчатая (Табл. IV, ε). Минеральный состав: хризотил 70–80%, лизардит — 10%, антигорит — 10–15%. Присутствуют бастит, магнетит, брусит, хризотил-асбест. Хризотил развивается по трещинкам, образуя волокна перпендикулярно стенкам трещин или под углом к ним. Лизардит (L_1) образует крупные петли, внутри которых располагается волокнисто-решетчатый хризотил. В центральной части лизардитовых шнуров наблюдаются просечки магнетита. Вокруг шнуров лизардита фиксируются чешуйки антигорита. В аподунитовых лизардитовых серпентинитах присутствуют крупные зерна хромшпинелидов и полностью отсутствуют в основной массе идиобласты бастита.

Антигоровые серпентиниты на месторождениях наблюдаются в зонах разломов, в приконтактных частях массивов. К ним приурочены участки с ломким хризотил-асбестом. Там же фиксируется ломкий асбест. Эти серпентиниты развиваются по серпентинитам смешанного состава. Цвет антигоровых серпентинитов темный, черный. На Баженовском месторождении степень антигоритизации серпентинитов возрастает по направлению к дайкам гранитоидов, вокруг которых образуются маломощные оторочки. Как правило, в антигоровых серпентинитах присутствуют хромшпинелиды (Таблица IV, δ). В связи с этим можно предположить, что данные серпентиниты развивались по дунитам. Иногда они состоят только из антигорита и магнетита. Главный породообразующий минерал — антигорит — 80%. Это поздний антигорит. Выделяется в виде разноориентированных

пластинок, иголочек, брусочков. Остальные серпентинитовые минералы присутствуют только в виде реликтов. Антигоритовые серпентиниты Саянского месторождения из зоны разрывных нарушений отличаются от антигоритовых серпентинитов [6], приуроченных к переходной зоне от гипербазитов к габброидам. Антигорит в серпентинитах из зоны разломов выделяется в виде иголочек, ориентированных в одном направлении, параллельно сланцеватости породы. Лизардит присутствует только в виде реликтов. Антигорит из серпентинитов зоны контактов имеет различную морфологию и размеры индивидов [6]. Размеры выделений антигорита возрастают по мере приближения серпентинитов к габброидам. Происходила перекристаллизация первичных серпентинитовых минералов в антигориты. Структуры пород в данном случае бывают крупно- и мелкочешуйчатые, спутанно-листоватые. При неполной кристаллизации первичных серпентинитов старая структура как бы проступает под наложенной структурой антигорита. Форма выделений антигорита разнообразная: иголки, пластинки, брусочки.

Хризотил-антигоритовые и антигорит-хризотилитовые серпентиниты наблюдаются в оторочках жил в зонах крупной сетки. Минеральный состав: хризотил, антигорит, лизардит, магнетит, карбонат, жилки хризотил-асбеста. Фиксируются две разновидности антигорита. Первая в виде иголочек наблюдается в трещинках, располагается перпендикулярно стенкам трещин и образует гребенчатые агрегаты. Вторая разновидность в виде чешуек и листочков разных размеров беспорядочно расположена по всей породе и хорошо фиксируется внутри петель первого антигорита. Ранний хризотил занимает пространство внутри петель. Наблюдается в виде перекрывающихся волокон. В трещинках в породе прослеживаются жилки позднего хризотила.

Лизардит-хризотилитовые и хризотил-лизардитовые серпентиниты слагают зону мелкой сетки и зону мелких прожилков. Структура породы петельчато-волоконистая. Петли сложены ранним лизардитом (L_1), внутри петель которого и наблюдается пластинчатый лизардит (L_2). В свою очередь пластинчатый агрегат замещается поздним хризотилом (X_2), который образует перекрещивающиеся волокна. Сквозь них иногда виден пластинчатый лизардит. На залежах Северной и Школьной геологами НИИГеолнеруд был встречен клиновидный лизардит (L_3), развивающийся по лизардиту пластинчатому. По их мнению, этот лизардит (L_3) является промежуточным звеном при перекристаллизации пластинчатого лизардита в порообразующий хризотил.

На Баженовском месторождении геологами НИИГеолнеруд на контактах с гранитоидами выделены антигорит-лизардитовые и лизардит-антигоритовые серпентиниты. Именно здесь лизардитовые серпентиниты подвергаются антигоритизации, минуя стадию хризотилизации.

Из жильных серпентинитов на месторождениях наблюдаются скрытокристаллическая разновидность серпентина — офит и хризотил-асбест. Офит встречается в виде прожилков в рассланцованных серпентинитах. Под микроскопом среди плотной непрозрачной массы офита выделяются реликты мелкочешуйчатого антигорита. Другие жилки офита сложены не аморфной массой, а как бы наблюдается тонкая ленточная структура (Таблица IV, е). Среди офита и здесь видны реликты антигорита, а также неравномерно рассеянные зерна магнетита. В некоторых жилках офита в центральной час-

ти наблюдается развитие по офиту карбоната, причем характерно, что чем ближе он к краям жилок, тем чаще присутствует он в виде заполнения трещинок, расположенных веерообразно от центра жилок. Кое-где наблюдают линзочки антигорита вдоль направления стенок жилки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все минералы группы серпентина подразделены на три структурные разновидности: лизардиты, хризотилы и антигориты с решетками соответственно плоскими, свернутыми в трубки и гофрированными. При нашем петрографическом описании пород в шлифах можно выделить по генерациям следующие разновидности породообразующих серпентинов.

Лизардиты. Лизардит 1-й генерации (L_1) образует в первичных ультрабазитах и серпентинитах тонкие шнуры, петлевидные просечки, секущие зерна оливина. Самый ранний лизардит. Лизардит 2-й генерации (L_2) фиксируется внутри петель L_1 , замещает зерна оливина в виде треугольных пластинок конвертообразной формы. Лизардит 3-й генерации (L_3) образует иголки, клинушки с отрицательным удлинением (обнаружен геологами НИИасбест на ретгенограмме шлифов). Лизардит 4-й генерации (L_4) встречается в виде крупных прожилков в породе с просечками магнетита, темно-зеленого цвета. Микроскопически не отличается от L_1 .

Хризотилы. Хризотил 1-й генерации (X_1) породообразующий. Образует округлые петли, внутри которых фиксируются зерна оливина. Является более поздним образованием в сравнении с ранним лизардитом. Хризотил 2-й генерации (X_2) — поздний хризотил. Наблюдается в шлифах в виде перекрещивающихся различно ориентированных волокон.

Антигорит. Антигорит 1-й генерации (A_1) приурочен к трещинам. Иголки и чешуйки, располагаясь перпендикулярно стенкам трещин, образуют гребенчатую структуру. Антигорит 2-й генерации (A_2) представлен чешуйками, листочками, не связанными с трещинками. Располагаются или беспорядочно по всей породе, или внутри ячеек. Взаимоотношение этих разновидностей не совсем ясно. Антигорит игольчатый развивается по оливину, антигорит чешуйчатый развивается по лизардиту и хризотилу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Еремеев В.П., Сибилев А.К. Серпентинизация в Иджимском гипербазитовом массиве и место самородного железа, орогонита и маухерита в этом процессе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 6. С. 91–100.
2. Еремеев В.П., Сибилев А.К. Геологические особенности и генезис Саянского месторождения хризотил-асбеста // Геология руд. месторождений. 1972. Т. 14, № 2. С. 78–86.
3. Золоев К.К. Месторождения хризотил-асбеста в гипербазитах складчатых областей. М.: Недра, 1975. 192 с.
4. Огнев А.С. О природе ломкого хризотил-асбеста // Науч. тр. НИИасбеста. 1961. Вып. 1. С. 15–17.
5. Сибилев А.К., Еремеев В.П. Саянское месторождение хризотил-асбеста // Геология руд. месторождений. 1968. Т. 10, № 3. С. 113–116.
6. Сибилев А.К. Петрология и асбестоносность офиолитов / Новосибирск: Наука, 1980. 214 с.
7. Татаринов П.М. Структура рудного поля Баженовского месторождения // Материалы ВСЕГЕИ: Полезные ископаемые. 1948. Вып. 4. С. 21–23.
8. Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКОГО И ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

УДК 533.492.6:553.241.3:553.7.051.5

В.С. ЗНАМЕНСКИЙ, И.Б. НИКИТИНА

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ И ИХ ПРОДУКТЫ (ЮЖНЫЕ КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

Помимо традиционной методики геологических и гидрохимических исследований, в настоящей работе использованы в широком объеме данные изотопно-геохимических исследований компонентов термальных вод и минералов, выполненные Л.П. Носиком, Д.З. Журавлевым (ИГЕМ АН СССР) при участии В.С. Знаменского, В.И. Виноградовым (ГИН АН СССР), А.Д. Есиковым (ИВП АН СССР) и др. Методика химических анализов в лаборатории и полевых условиях опубликована ранее [17]. Большая часть использованных в работе полных химических анализов выполнена И.Б. Никитиной с участием Л.Ф. Карташовой, М.И. Головой (ИГЕМ АН СССР).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

В центральной части о-ва Итуруп, исследования которой положены в основу статьи, наметился полный стратиграфический разрез, однако после проведенных в последнее время сотрудниками ПГО "Сахалингеология" под руководством В.В. Удодова и В.И. Пчелкина комплексных геолого-гидрогеологических исследований, подтвержденных бурением, была выявлена несостоятельность ранее предложенных стратиграфических схем при отсутствии точных реперов геологического возраста отложений. Позднее В.М. Дуничев [5] значительно упростил и изменил геологическую карту Курильских островов, в частности центральной части о-ва Итуруп. В статье используется геологическая схема стратиграфического расчленения, составленная В.С. Знаменским (рис. 1).

Бурением выявляется в основном двучленное деление неогена, при котором нижнюю часть разреза составляют светлые тонкослоистые кислые и средние туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, ранее относившиеся к куйбышевской, камуйской, отчасти рыбаковской свитам неогена, мощностью в первые сотни метров, а верхнюю — основные лавы, туфы, туфобрекчии, туфопесчаники, туфогенные пески, ранее относившиеся к парусной и рыбаковской свитам. В местах интенсивной

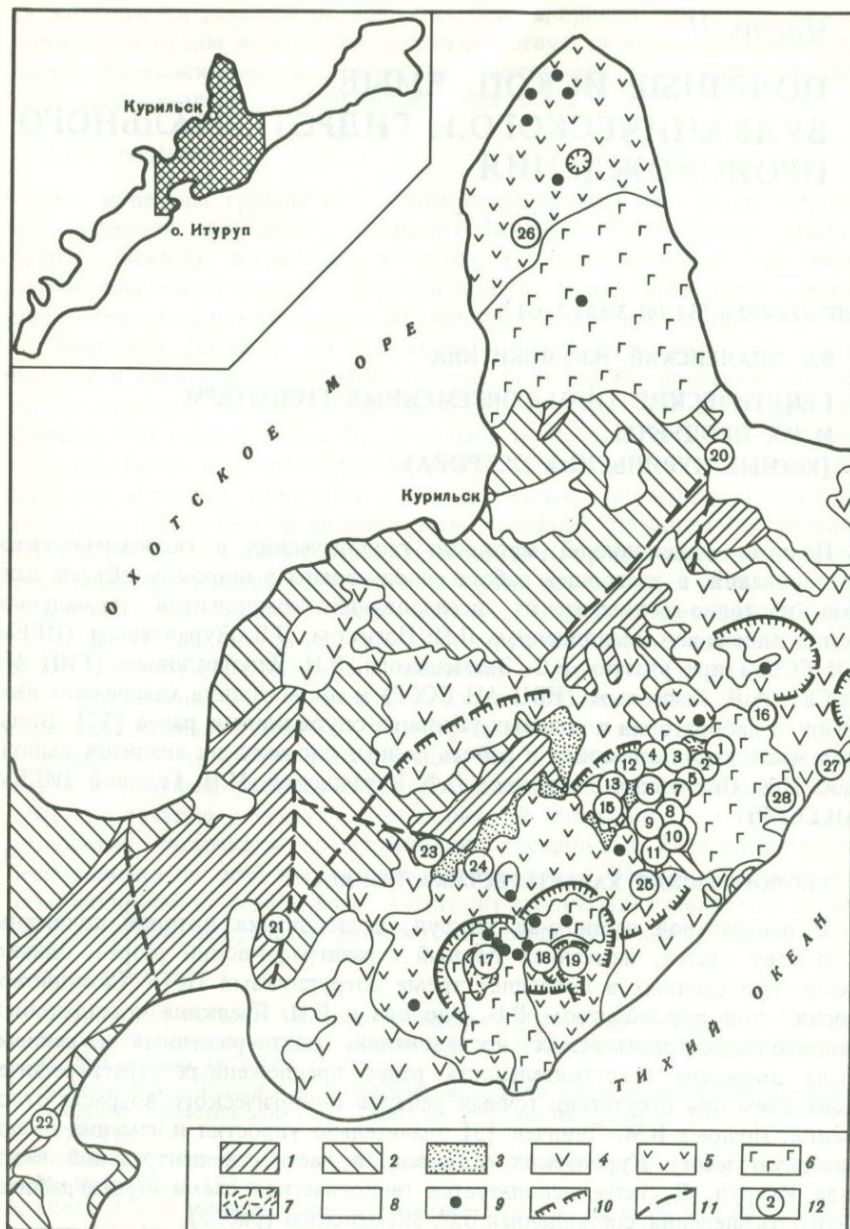


Рис. 1. Схема геологического строения и распространения групп термопроявлений в центральной части о-ва Итуруп

1 — миоцен, туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, конгломераты, реже кислые лавы тебеньковской, куйбышевской, камуйской, отчасти рыбаковской свит; 2 — верхний миоцен—плиоцен, основные грубообломочные, реже тонкообломочные туфы, туфопески, туфопесчаники, брекчии, лавобрекчии частично рыбаковской, парусной свит; 3 — нижний плейстоцен, морские и континентальные обломочные отложения (отложения высокой морской террасы, делювиальные, пролювиальные, реже аллюви-

гидротермальной переработки этих пород на территориях вдоль осевых частей хребтов, реже по их периферии, там, где проявлен плиоцен-плейстоценовый вулканизм, эти породы в разной степени изменены. Нижние горизонты разреза повсеместно превращены в "зеленые туфы" — характерные породы островных дуг, выделенные в Японии в самостоятельную формацию миоценового возраста.

Характерны существенные фациальные изменения разрезов по площади. Так, в центральной части антиклинальной структуры на этом отрезке острова выходят на поверхность более глубокие слои разреза, где под кислыми роговообманковыми лавами и туфами проявлены отложения основных лав и глыбовых вулканических брекчий, которые в совокупности относились к зеленотуфовой тебеньковской свите нижнего миоцена, развитой и выделенной впервые в бассейне р. Куйбышевки. Одновременно появились основания считать кислые лавовые толщи этого участка синхронными кислым туфам, развитым по периферии хребта (район оз. Куйбышевское и пос. Пионер и др.).

Таким образом, широко применяющийся в стратиграфии Курильских островов критерий, согласно которому сплошное зеленокаменное изменение пород служит основанием для отнесения их к нижнему миоцену, а отсутствие такого изменения — к плиоцену или плейстоцену, оказалось сильно поколебленным. Действительно широко проявленная в плиоцене и миоцене магматическая деятельность с формированием развитой системы даек и штокообразных субвулканических интрузивов привела к последующему площадному гидротермальному изменению пород в центральной части антиклинория по р. Куйбышевке — пород как миоцена, так и плиоцена, при этом внутри зеленокаменно измененной толщи образовались еще жилы и жилообразные линейные зоны кварцевых, кварцадуляровых с пиритом и другими сульфидами, кварц-серно-сульфидно-алунитовых с диаспором и серицитом гидротермально измененных пород вдоль разломов и контактов некоторых даек и интрузивов.

Стратиграфическая схема четвертичных отложений стала более обоснованной в последние годы, несмотря на очень малое число определений абсолютного возраста. Ранее выявленные реперы четвертичной стратиграфии [27] — высокая нижнеплейстоценовая морская терраса высотой от 350 м в наиболее высоких частях тылового шва до 80–90 м на бровке и более низкая верхнеплейстоценовая морская терраса высотой от 60 м в наиболее высоких частях тылового шва до 15–20 м на бровке — дали наряду с другими критериями возможность принципиального расчленения четвертичных эффузивов толщ на основании их взаимоотношений (налегания или цокольного положения) с указанными морскими террасами.

С учетом этого на рис. 1 различаются отложения высокой морской террасы и синхронные с ней субазральные рыхлые делювиальные, пролю-

альные); 4 — нижний плейстоцен, андезитовые, дацитовые лавы и туфы; 5 — нижний — средний плейстоцен, лавы и туфы от основных до кислых; 6 — верхний плейстоцен — голоцен, основные лавы и туфы; 7 — голоцен, кислые экструзивные лавы и основные эффузивные конусы; 8 — разнообразные рыхлые отложения от среднего плейстоцена до голоцена; 9 — экструзивные купола и шлаковые конусы преимущественно голоценового возраста; 10 — края кальдер, кратеров; 11 — разломы; 12 — группы термопроявлений с номерами

виальные, коллювиальные отложения брекчий, песков и других пород с подчиненными андезитовыми и андезито-базальтовыми туфами и лавами нижнего плейстоцена, куда относятся также рыхлые дацитовые пемзы и туфолавы, в совокупности составляющие комплекс кальдерных отложений в бассейне р. Серной, выделенных ранее одним из авторов в особую фацию вулканогенно-осадочных толщ. Относительно крупные массивы андезитовых и дацитовых лав этого возраста, местами проявленные в виде останцов с незродированной первичной поверхностью, выделены на схеме в районе горы Верблюд, верховьях р. Курилки (кальдера Курильская), к северо-западу и к югу от конуса вулкана Баранского (останцы отложений эффузивов в кальдере Кипящей), а также менее уверенно на южном и северном окончаниях хр. Грозный. Более молодые лавы хорошо сохранившихся массивов кальдерных вулканов Иван Грозный и Тебенькова тоже выделены на схеме в качестве самостоятельной стратиграфической единицы. Вышеуказанные эффузивно-пирокластические породы нижнего и среднего плейстоцена в районах океанского побережья перекрыты в ряде мест аккумулятивным чехлом верхнеплейстоценовой морской террасы, а лавы вулкана Чирип включены в эту группу условно и на основании того, что хорошо сохранившийся конус вулкана Богдан Хмельницкий явно сформировался позднее вулкана Чирип, что еще в 60-х годах отмечено Г.С. Горшковым.

К более молодым образованиям отнесены центральные лавовые конусы Иван Грозный, Тебенькова, Баранского, Богдан Хмельницкий и многочисленные экструзивные купола, которые местами на побережье (вулкан Баранского) перекрывают верхнеплейстоценовую морскую террасу, имеют хорошо выраженную первичную лавовую поверхность и эродированы в основном в местах проявления сольфатарной деятельности. Состав лав преимущественно андезитовый и андезито-базальтовый. И наконец, отдельные лавовые потоки вершинных частей вулканов Иван Грозный (андезито-базальт) и Баранского (дацит) венчают совместно с рыхлыми осадочными и гидротермально измененными породами стратиграфический разрез острова.

Рассматриваемая в качестве опорной территория, таким образом, представляет собой горный хребет (хр. Грозный), вдоль центральной линии которого сформировались сложные долгоживущие плейстоценовые вулканы, продукты которых местами перекрывают друг друга, а ниже пород плейстоцена залегает размытая сверху более дислоцированная толща неогена, подверженная значительно более широкому гидротермальному метаморфизму, чем плейстоценовые породы. В целом можно сказать, что степень гидротермальных изменений увеличивается вниз по разрезу и в направлении от периферии хребта к его центру.

Вулканические хребты на Курильских островах возникли вследствие проявления вулканизма так называемого линейно-гнездового типа, они типичны для островных дуг. Характерно, что хребты, как и острова, расположены кулисообразно и разделены сравнительно низкими перешейками или проливами. На этих перешейках обычно распространены перетолженные пемзы плейстоцена, а также другие морские отложения.

Изолированные вулканы (кальдеры, вулканические конусы) также широко распространены в островных дугах, к ним относятся более под-

робно рассматриваемые в работе вулканы Головнина, Менделеева, а также показанные на рис. 1 вулканы Чирип и Богдан Хмельницкий.

Гидросеть хр. Грозный дает наиболее глубокие врезы в бассейнах р. Куйбышевки, разрезающей вдоль слабо выраженную антиклинальную структуру параллельно ее простираению по северо-западному склону хребта; здесь эродированы недра некогда существовавшего плиоцен-плейстоценового вулкана (кальдеры вулканического грабена), останцы которого выражены массивом периклинально залегающих андезитовых и дацитовых лав горы Верблюд в правобережье реки. Вдоль р. Курилки, берущей начало в кальдере Курильской и дренирующей северо-западный склон вулкана Баранского, и по р. Серной, огибающей вулкан Баранского с запада и юга, также благодаря глубокой эрозии наблюдаются недра некогда существовавшей в этом районе кальдеры (названной кальдерой Кипящей) и севернее прилегающей вулканической постройки. Очень глубокий (до 600 м) врез наблюдается в крутых стенках так называемого кратера Мачеха, расположенного к югу от вершины вулкана Тебенькова. В стенках "кратера" обнажаются плейстоценовые породы соммы этого вулкана, а ниже по течению руч. Грязного, вытекающего из этой котловины, — верхняя часть неогенового разреза (парусная свита). Происхождение "кратера", или, точнее говоря, глубоко врезанного амфитеатра, Е.К. Мархинин связывает с вулканическим взрывом, несмотря на то что продукты взрыва вокруг него практически отсутствуют. Широкая, почти сплошная аргиллизация и опализация пород стенок "кратера" и продолжающаяся на его дне газовой-гидротермальная деятельность дают основание отнести этот амфитеатр к категории обычных, но очень глубоких сольфатарных цирков, характерных для большинства долгоживущих вулканов.

В Южной части о-ва Кунашир, термальные воды которого широко обсуждаются в этой статье, проявлены два изолированных вулканических сооружения первого порядка — кальдера Головнина диаметром около 4 км и многофазный кальдерный вулкан Менделеева. Этот район и его вулканические сооружения, эффузивные и гидротермально измененные породы и термальные проявления подробно описаны в литературе, и наряду с хр. Вернадского на о-ве Парамушир он является своего рода эталоном для сравнительной характеристики других вулканов Дальнего Востока.

Поэтому по южной части о-ва Кунашир приводятся лишь основные данные, имеющие принципиальное значение для дальнейших выводов о генезисе термальных вод. В основании разреза залегают кислые и средние туфы, туффиты, песчаники, алевролиты с подчиненными лавами дацитов верхнемиоцен-плиоценового комплекса алексинской свиты мощностью более 1000 м, прорванные дацитовыми субвулканическими интрузивами (например, мыс Столбчатый). Выше с размывом лежат конгломераты и пемзоносные отложения плиоценовой головнинской свиты мощностью 250 м, залегающие местами в доколе нижнеплейстоценовой морской террасы и перекрытые плейстоценовыми лавами и туфами (например, район мыса Мечникова). Плейстоценовые постройки вулканов Головнина и Менделеева возвышаются над остальной выровненной южной частью острова. Сомма вулкана Головнина сложена преимущественно пирокласти-

ческими отложениями с единичными лавовыми потоками в разрезе и окружена широким ореолом дацитовых и липаритовых пемз. В голоцене после образования кальдеры произошло внедрение многочисленных дацитовых экструзивных куполов, как в кальдерной котловине, так и по периферии соммы. Последнее вулканическое явление в кальдере — образование взрывного кратера в центре, заполненного сейчас сульфатно-хлоридной водой оз. Кипящего, а также излияния расплавленной серы в районах действия фумарол.

Развитие вулкана Менделеева более сложное и длительное. Древняя кальдера, выделенная ранее Г.С. Горшковым, сейчас практически не сохранилась, а молодая сомма сложена преимущественно пирокластическими андезитовыми и андезито-базальтовыми породами и существенно закрыта андезитовыми лавами центрального эффузивного конуса. Последнее извержение вулкана Менделеева связано с внедрением дацитового экструзивного купола в вершинном кратере, с которым сейчас не связаны какие-либо термоаномалии (в отличие от дацитовых куполов вулкана Головинина и особенно Баранского). Современные сольфатары и гидросольфатары приурочены к основанию эффузивного конуса вулкана Менделеева, а сольфатарные цирки значительно врезаны в гидротермально измененные пирокластические породы молодой соммы. Гидросольфатары проявлены ниже, чем сольфатары, но выше зоны выходов источников ультракислых сульфатно-хлоридных вод.

ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ТЕРМОПРОЯВЛЕНИЙ

Большей частью изученные нами группы термопроявлений центральной части о-ва Итуруп показаны кружками на рис. 1. Каждая из групп включает от 2—3 до нескольких десятков термальных источников или выходов пара и газа, иногда различающихся между собой за счет нейтрализации или смешения либо особых условий разгрузки и других причин, но эти различия, как правило, не существенны для отнесения каждой из групп к какой-либо определенной категории. Характеристика основных источников приводится в табл. 1—4. В нее включены и литературные данные по о-ву Кунашир, которые оказались необходимыми для обоснованных сравнений и систематики терм района. Внешнее описание термопроявлений дано в работе В.С. Знаменского и И.Б. Никитиной [11].

Основные особенности локализации источников горячей воды и пара сводятся к следующему. Их подавляющая часть приурочена к вулканическим перестройкам, в частности к кратерам вулканов, сольфатарным циркам на их склонах, к трещинам и горизонтам сравнительно легко проницаемых вулканогенно-осадочных и гидротермально измененных пород, в том числе пород, относящихся к фации кальдерных отложений. Отмечается сравнительно небольшой дебит термальных вод, выходящих на поверхность по дальней периферии вулканических построек. Последние представлены несколькими группами источников (Дачные, Рейдовские, Ключевские, а на Кунашире — Третьяковские, Валентиновские и др.). На Итурупе эти источники расположены на линии предполагаемых тектонических нарушений северо-восточного простирания, в том числе к местам пересечений этих нарушений с поперечными дислокациями и зона-

ми трещиноватости (см. рис. 1). Рейдовские источники, наиболее существенные из них по дебиту, приурочены к контакту неогенового субвулканического интрузива.

Все группы терм, расположенные на дальней периферии вулканов, приурочены к кислым и средним туфам и туффитам миоцена (куйбышевская, алексинская свиты), отличающимся высокой пористостью и проницаемостью. Дачные и Рейдовские источники на Итуруп и Горячепляжские — на Кунашире изучены бурением. Оказалось, что главные коллекторы термальных вод, находящиеся на глубинах в первые сотни метров, связаны с поверхностными выходами источников, поскольку уровень и дебит последних понижались при опытных откачках. Таким образом, термальные воды неогеновых отложений выходят на поверхность в участках нарушений пород, где создаются условия для подъема терм по пластово-трещинной системе циркуляции. Причиной выхода терм на поверхность, вероятно, является гидростатический напор или глубинные тепловые аномалии.

Выходы терм в плейстоценовом вулканическом хребте связаны с вулканотектоническими нарушениями структуры как пород неогенового фундамента, так и вышележащих вулканогенно-осадочных пород плейстоцена. В бассейне р. Серной и прилегающем склоне вулкана Баранского сосредоточено значительно больше половины дебита термальных источников всего центрального отрезка о-ва Итуруп, а с новейшим конусом вулкана Иван Грозный связаны выходы фумарол в его вершинной части. Ближе к конусу вулкана Тебенькова находятся Рудничные источники и источники Мачеха. Вулканы Тебенькова и Иван Грозный, расположенные в одноименных соприкасающихся кальдерах, значительно меньше эродированы по сравнению с районом вулкана Баранского и кальдеры Кипящей. Возможно, отчасти с этим связана сравнительно малая мощность гидротермальных систем первых двух названных вулканов, но скорее это связано с составом продуктов магматизма и типом вулканизма; на вулкане Баранского наблюдается широкий площадный и высокотемпературный разогрев подземных вод над сравнительно неглубоко залегающим магматическим очагом, а на вулкане Иван Грозный имеет место интенсивный локальный разогрев, который сосредоточен главным образом в канале вулкана.

Таблица 1

Концентрация главных ионов, дебит, общая минерализация (ОМ), температура, рН и Еh гидротерм I и II типов на о-вах Кунашир и Итуруп

№ п/п	Местонахождение	Индекс на диаграммах	Дебит, л/с	Т, °С	ОМ, г/л	рН полевой	рН лаб.	Еh, мВ
Тип I – субнейтральные $\text{Cl}-(\text{HCO}_3)-\text{Na}-(\text{Ca})$ -термы регионального типа								
Итуруп								
1	Рейдовский ист.	P20	0,5	59	4,15	6,28*	7,75	-65
2	Рейдовские, скв. 3к	P20с	2,0	83	4,46	6,17*	7,85	-155*
3	Ключевские ист.	Кл21	0,5	56,5	2,32	6,94*	7,40	51
4	Дачные ист.	D22а	0,1	29	2,75	6,18*	6,55	218*
Кунашир								
5	Горячий пляж, скв. [17]	ГПс3-94			2,91		8,2	
6	"	ГПс3-401			3,64		8,2	
7	"	ГПс3-650			9,11		8,5	
8	То же [18]	ГПс1			4,67			
9		ГП26	0,1	67	4,86		7,96	220
10	Валентиновские ист. [17]	B1		45	2,65		7,55	
11		B2		42	3,02		7,25	
12	Глухие ист. [18]	ДВ29		34	1,17		7,67	
13	Третьяковские ист. [18]	T		40	1,22		7,20	
14	Столбовские ист. [14]	Ст24		80	2,70		6,65	
15	Горячий пляж, скв. [18]	ГПс36-50		47	1,70		7,05	
16		ГПс36-180		105	1,88		6,18	
17		ГПс36-280		155	1,96		6,02	
18	вулк. Головнина [17]	Г48		75	0,78		6,50	
Тип II – ультракислые $\text{SO}_4-\text{Cl}-\text{Na}-(\text{Ca}, \text{Mg})$ -термы вулканогенные глубинного формирования (с Al и Fe)								
вулк. Баранского								
19	Голубые озера	8-1	10	76	5,77	1,02	1,39	268*
20		8-2	20	81	6,40	0,7	1,25	217*
21		8-3	1	78	1,19	2,60*	2,90	-4*
22	Кипящая, ср. течение	8в	150	43	4,14	1,40	1,50	790
23	То же, устье	8у	200	31	3,56	1,50	1,35	800
вулк. Менделеева								
24	Нижне-Менделеевские ист. [18]	NM16-1		87	4,39		1,85	280
25		NM16-2		88	4,48		1,70	400
26	То же [13]	NM17-1		81	3,93		1,95	430
27	То же [18]	NM17-2		84,5	3,36		1,86	
28		NM17-3		84	4,62		1,81	
29	Верхне-Докторские ист. [18]	ВД20-1	3,7	59	4,80		1,80	530
30		ВД20-2		84	4,83		1,70	
31	То же, скв. [17]	ВДс30а		129	7,06		1,92	
32	Верхне-Докторские ист., скв. [17]	ВДс32		129	6,33		5	
33	Нижне-Докторские ист. [18]	НД23		48	2,79		2,3	630
вулк. Головнина								
34	оз. Кипящее [17]	Г46	10	45	1,52		2,3	
35	Алехинские ист. [14]	Ал63	5	50	1,13	2,9	2,97	320
36	То же [20]	Ал60	1,5	54	1,32		6,05	

Примечание. Здесь и в табл. 2–4 анализы выполнены И.Б. Никитиной и Л.Ф. Карташовой, звездочкой отмечены измерения, выполненные К.А. Лёвиным (ИГЕМ АН СССР).

Катионы, мг-экв/л							Анионы, мг-экв/л					
H ⁺	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ²⁺	Al ³⁺	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Cl ⁻	F ⁻	HSO ₄ ⁻	SO ₄ ²⁻

Тип I – субнейтральные Cl–(HCO₃)–Na–(Ca)-термы регионального типа

1,99	40,0	16,93	2,38			Сл.	5,60		38,0	0,07		17,41
1,84	41,74	20,51	1,88			"	5,0		44,13	0,05		17,01
1,28	26,09	1,61	1,21				13,08		15,88	0,15		0,45
0,77	41,74	7,20	9,53				23,50		34,07	0,05		1,47
1,05	32,55	4,80	1,95	0,07			0,60	0,60	45,63			0,83
	51,50	5,16	1,33	0,02			0,21	0,50	59,14			1,00
0,87	127,52	15,35	7,76				0,40		147,0			4,46
1,99	64,68	7,20	0,40				0,65	0,14	71,32	0,01		1,95
1,85	67,39	3,87	2,58			1,45	0,93		70,44	0,015		2,45
1,88	35,23	3,26				0,59	2,05		36,80	0,002		0,87
3,22	29,15	2,25				0,65	1,21		42,82	0,03		0,98
0,44	13,70	2,69				0,27	1,21		15,54			0,69
1,01	15,88	0,60				0,83	1,40		15,44	0,005		0,65
1,43	29,95	7,23	0,77				5,20		26,02			8,16
0,74	12,70	7,27	3,64	Сл.	Сл.		1,58	0,15	17,22	Сл.		5,14
0,86	15,43	7,17	3,51	"	"		1,50	0,01	20,46	"		4,69
0,88	16,52	7,58	3,30	"	"		1,42	0,01	21,51	"		4,90
0,39	5,43	1,32	0,35	"	0,01				5,32	0,04		0,98

Тип II – ультракислые SO₄–Cl–Na–(Ca, Mg)-термы вулканогенные
глубинного формирования (с Al и Fe)

50,61	1,30	8,12	3,04	2,83	1,15	13,84			33,70	0,50	21,22	24,00
68,58	2,20	10,43	3,34	1,69	1,40	13,53			40,92	1,15	24,91	31,07
1,45	1,28	9,13	2,21	1,66	0,19	0,03			10,59	0,02	0,18	5,39
38,57	1,43	5,83	3,10	1,93	0,85	9,12			21,17	0,40	14,01	24,90
31,70	0,96	6,26	3,04	1,33	0,81	9,94			22,60	0,41	10,62	20,16
18,22	1,49	24,57	4,61	4,79	6,79	4,77			42,33	0,11	5,50	21,16
23,86	1,46	23,50	5,89	4,97	3,54	3,38			41,32	0,12	6,51	16,94
14,48	2,15	29,36	4,61	4,79	6,79	4,77			41,75	0,08	3,54	15,33
16,10	1,70	20,87	4,80	3,96	2,41	2,34			35,29	0,13	3,87	11,38
18,55	2,50	31,52	6,44	4,78	3,01	2,94			48,20	0,65	4,84	16,40
19,34	2,16	30,80	7,13	5,33	3,69	3,42			48,80	0,61	5,29	17,50
23,86	1,87	28,84	6,43	5,17	3,37	2,80			48,80	0,11	5,97	16,64
14,75	2,56	38,70	9,28	7,22	22,38	3,50			62,80	0,32	7,44	29,26
7,14	2,24	38,44	10,40	8,17	25,19	3,0			60,92	0,26	4,12	32,56
5,89	0,74	17,18	4,71	4,04	4,11	8,68			27,19	0,03	1,33	12,42
5,63	0,53	7,57	4,28	2,30	0,38	1,31			14,80	0,04	0,89	5,94
1,38	0,29	8,26	5,16	0,67	0,06	0,81			6,60	0,02	0,32	9,58
–	0,31	7,74	9,53	1,23					5,46			12,17

Таблица 2

Концентрации главных ионов, дебит, ОМ, температура, рН и Еh современных гидротерм III и IV типов на о-вах Кунашир и Итуруп

№ п/п	Местонахождение	Индекс на диаграммах	Дебит, л/с	T, °C	ОМ, г/л	рН полевой	рН лаб.	Еh, мВ
Тип III — кислые и субнейтральные SO ₄ —Ca—Mg—(Na)-термы поверхностного формирования (с Al и Fe)								
вулк. Баранского								
37	Верхние ист.	2	2	60	0,47	5,20	3,84	400
38		2a	1	20	0,28	4,05	2,85	
39	Лагерные ист.	3	0,5	5	0,47	3,70	3,20	220
40	Кипящие ист.	7-1	0,5	95	1,93	1,72	1,80	360
41	Котел	10	0,1	91,5	1,66	3,50	3,45	330
42	Старозаводские ист.	6-1a	0,2	70	0,97	3,99*	4,10	-115
43		6-2	0,5	90	1,06	3,30	3,27	170
44		6-3	0,5	95	0,97	2,65	2,67	290
45		6-3a	0,5	95	0,73	2,85*	3,0	66
46		6-11	0,1	95	1,17	2,59	2,20	510
47		6-13	0,1	87,5	1,30	4,03	3,60	210
48		6-15	0,1	80	1,17	3,30	2,78	540
49		6-25	7,0	49,5	1,33	3,45	2,85	22*
50		6-29	0,1	80	0,93	2,75	2,35	260
51		6-36	0,1	55	0,37		2,90	
52		6-37	0,1	96	0,51		4,30	
53		6-38	0,1	97	0,42		3,90	
54		6-1	0,5	68	1,27	6,15	7,56	-50
55		6-19	6	15,5	1,14	5,73	6,80	90
56		6-31	0,5	92,5	1,32	5,90	7,0	-207*
вулк. Тебенькова								
57	Мачеха	М	0,1	89	11,65	1,50	1,35	380
58	Рудничные ист. [20]	Руд	0,5	43	2,72		2,0	
вулк. Менделеева								
59	Верхне-Менделеевские ист. [18]	BM7	0,1	78	0,97		2,60	
60	р-н оз. Кипящего, ист. [17]	Г41		95	0,65		3,10	
61		Г43		93	2,34		1,95	
62	р-н оз. Горячего, ист. [17]	Г52		85	2,61		1,87	
Тип IV — субнейтральные и слабокислые SO ₄ —Cl—Na—Ca—(Mg)-термы смешанного формирования								
вулк. Баранского								
63	Исток р. Серной	4	0,5	42	1,94		2,30	
64	Устьевый ист.	11-1	0,1	96	0,94	2,90	2,88	210
65	Форельные ист.	12-1	1,5	65	1,32	6,70	8,02	310
66		12-2	1,0	65	1,23		8,45	
67	Водопадные ист.	9-1	0,5	56	1,26	6,25	8,04	190
68		9-2	0,5	58	1,02	6,25	4,15	200
69	Устьевые ист.	11-2	0,2	97	0,70	7,15	7,20	20
70	Эндшпильные ист.	13	0,5	65	1,81	6,0*	7,90	-36*
71	Гороховские ист.	15	1,5	63,5	2,06	6,6*	7,85	-74*
вулк. Головинна								
72	р-н оз. Кипящего ист. [17]	Г-45		75	1,39		7,60	
73		Г-45a		75	1,17		7,20	
74		Г51		91	1,48		5,60	
вулк. Тебенькова								
75	Глухие ист.	ГЛ24	10,0	30	0,40	4,37	3,03	240

Катионы, мг-экв/л							Анионы, мг-экв/л					
H ⁺	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ²⁺	Al ³⁺	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Cl ⁻	F ⁻	HSO ₄ ⁻	SO ₄ ²⁻

Тип III – кислые и субнейтральные
SO₄–Ca–Mg–(Na)-термы поверхностного формирования (с Al и Fe)

1,59	0,03	0,25	0,70	0,65	0,09	0,53			0,19	0,01	0,24	5,22
1,54	0,04	0,30	0,48	0,73	0,03	0,25			0,28	0,02	0,13	2,83
0,71	0,04	0,38	2,60	1,40	0,16	0,38			0,26	0,03	0,14	5,03
18,43	0,07	0,44	0,53	1,66	1,65	2,75			0,36	0,06	6,93	17,20
0,35	0,40	1,07	1,71	1,44	2,38	0,88			0,02	0,03	0,28	7,16
0,09	0,44	1,52	5,03	3,01	0,02	0,01			0,30	0,02	0,002	10,52
1,88	0,09	0,51	4,27	3,14	0,13	1,01			0,25	0,05	0,39	10,20
2,45	0,10	0,85	2,40	2,29	0,13	4,53			0,22	0,03	0,67	11,60
1,11	0,11	0,69	1,77	1,53	0,05	4,12			0,23	0,02	0,13	9,47
7,17	0,08	0,44	0,59	0,90	0,90	2,88			0,19	0,02	1,90	11,28
0,29	0,67	2,68	3,95	1,70	–	0,02			0,31	0,21	0,07	9,02
1,88	0,09	0,51	4,0	3,60	0,38	1,59			0,17	0,02	0,64	10,80
1,60	0,43	1,60	4,80	3,25	Сл.	1,65			0,23	0,03	0,55	12,38
5,39	0,03	0,44	0,80	1,20	1,72	1,75			0,06	0,02	1,71	9,34
1,37	0,07	0,49	1,21	0,88	0,02	0,47			0,23	0,01	0,17	4,11
0,05	0,11	0,61	1,65	1,41	0,11	0,02			0,23	0,01		3,99
0,13	0,26	0,65	1,45	1,20	0,07	0,26			0,19	0,01	0,02	3,96
	0,42	1,27	5,65	3,75	–	0,01	0,94		0,34	0,11		10,31
	0,17	0,51	2,25	1,80	0,06	0,30	0,52		0,33	0,01		7,09
	0,32	1,29	3,05	2,45	0,02	0,01	0,48		0,27	0,03		7,29
55,15	1,50	0,47	10,42	1,70	8,06	70,04			6,77	0,26	63,55	74,26
8,73	0,13	0,53	9,72	0,75		18,97			1,07	0,06	5,16	32,62
2,85	0,03	0,44	0,53	0,50	1,65	4,88			1,38	0,01	0,78	8,60
0,85	0,09	1,62	1,67	0,63	0,25	1,60			0,29	0,02	0,15	6,12
12,95	0,11	2,32	7,20	0,83	0,91	6,18			0,49	0,03	4,38	25,48
16,66	0,10	0,58	0,94	0,99	1,12	15,29			0,48	0,04	7,82	25,64

Тип IV – субнейтральные и слабокислые
SO₄–Cl–Na–Ca–(Mg)-термы смешанного формирования

6,17	1,49	2,61	11,34	3,94	0,03	1,82			5,72	0,11	2,19	18,67
1,38	0,43	3,13	9,65	1,12	0,11	0,66			0,58	0,05	0,39	8,46
	0,45	4,01	4,20	4,15	0,02	0,03	4,24	0,40	3,02	0,01		7,74
	0,46	3,39	6,19	4,11	Сл.	0,25	3,70	0,66	2,27	0,01		8,00
	0,76	7,43	3,79	1,88	0,20	0,07	4,44	0,44	5,90	0,03		4,76
0,07	0,67	6,09	4,82	2,09	Сл.	Сл.			5,86	0,01	0,01	5,62
	0,25	3,48	0,35	0,35	0,12	0,12	1,28		0,58	0,01		2,57
	0,57	12,02	10,75	0,75		1,01	2,12	0,24	10,66	0,04		11,92
	0,66	14,24	10,97	1,22			2,92	0,30	11,81	0,01		13,77
	0,34	5,27	7,09	2,61	Сл.	1,01			2,03	0,02		11,09
	0,30	4,90	6,88	2,50	"	Сл.			1,06	0,02		12,50
	0,24	5,17	4,48	1,77	0,27	3,74			2,42	0,05		14,20
1,05	0,08	1,17	1,85	1,00		0,15			0,57	0,07	0,12	4,12

Таблица 3

Концентрация слабо диссоциированных и микрокомпонентов, основные эквивалентные отношения в современных гидротермах I и II типов на о-вах Кунашир и Итуруп

Индекс на диаграммах	Микрокомпоненты, мг/л								
	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Mn	Zn	Pb	Br
Тип I – субнейтральные $\text{Cl}-(\text{HCO}_3)_2\text{--Na--}(\text{Ca})$ -термы регионального типа									
P20	0,95	0,27	0,19	0,10	3,32	0,15 ^c	0,001	—	3,0 ^c
P20c	0,92	0,26	0,17	0,18	4,66	0,19 ^c	0,001 ^c	0,005 ^c	
Кл21	0,074	0,028	0,002	0,14 ^c	0,18	0,06	0,002	0,01 ^c	3,0
Д22а	0,99	0,018	0,002	0,10	0,14		0,001	0,014	
ГПс3-94					0,1	0,4			
ГПс3-401									
ГПс3-650					6,8				
ГПс1	1,0				0,1	0,4			
ГП26	1,2	0,27	0,10		0,33				
В1	0,68	0,27	0,11		0,24	0,72			2,6
В2	0,83	0,47	0,12		0,17				0,8
ДВ29	0,35	0,03			0,24	0,88			0,6
Т	0,30	0,09	0,07		0,09				0,7
Ст24									
ГПс36-50	0,25	0,06	0,01	0,18	0,35				
ГПс36-180	0,32	0,12	0,01	0,23	0,41				
ГПс36-280	0,35	0,15	0,01	0,005	0,41				
Г48	0,07	0,04	0,07			0,1	0,012		
Тип II – ультракислые $\text{SO}_4\text{--Cl--Na--}(\text{Ca}, \text{Mg})$ -термы вулканогенные глубинного формирования (с Al и Fe)									
8-1	0,279	0,135	0,058	0,169	0,515	0,05	0,108	0,110	
8-2	0,30	0,16	0,075	0,10	0,53	0,23	0,14	0,05	
8-3	0,50	0,19	0,14	0,10	0,07	0,78	0,006	0,006	
8в	0,23	0,13	0,054	0,10	0,36	0,43	0,08	0,033	
8у	0,233	0,113	0,046	0,161	0,373	0,05	0,073	0,110	
НМ16-1	0,66	0,26	0,06		0,09	11,80		0,31	7,6
НМ16-2	0,56	0,27	0,08			11,8	2,80	0,45	
НМ17-1	0,68	0,25	0,07			11,2			
НМ17-2	0,72	0,27	0,10				3,50	0,32	
НМ17-3	0,73	0,31	0,11				2,0	0,25	8,5
ВД20-1	0,67	0,28	0,12				2,0	1,00	
ВД20-2	0,69	0,36	0,17	0,70	0,263	14,4	4,0	1,60	
ВДс30а	0,84	0,33	0,12	0,29	0,31	21,98	4,60	0,80	
ВДс32						25,79	3,0	0,25	
НД23	0,44	0,08				8,70			3,2
Г46	0,05	0,05	0,07			2,98	1,40		
Ал63	0,16	0,02			0,33				1,0
Ал60							0,075		

Примечание. Полные названия термопроявлений даны в табл. 1. Буквой "с" отмечены данные спектрального анализа, выполненного Г.Е. Белоусовым (ИГЕМ АН СССР).

Слабо диссоциированные молекулы, мг/л					Эквивалентные отношения				
H ₄ SiO ₄	H ₃ AsO ₃	H ₃ SbO ₃	H ₃ BO ₃	H ₂ S	Na/Cl	F/Cl	K/Na	(HSO ₄ + SO ₄)/ (Cl + F)	Li/Rb

Тип I — субнейтральные Cl-(HCO₃)—Na—(Ca)-термы регионального типа

200,0	0,42	0,0142	50,34		1,0	0,002	0,05	0,5	43,3
195,2	0,59	0,0085	35,49	3,8	0,9	0,001	0,04	0,3	43,6
206,4	0,17	0,026	34,32		1,6	0,01	0,05	0,03	32,5
180,8	0,84	0,0043	52,62		1,2	0,001	0,02	0,04	677,4
201,6			23,5		0,7		0,03	0,03	
147,7			38,8		0,9			0,02	
236,4			60,6		0,9		0,01	0,03	
114,5			145,10		0,9	0,001	0,03	0,03	
315,6	5,04		105,7		1,0	0,001	0,03	0,03	54,7
201,0	0,10		19,7		1,0	0,001	0,05	0,02	31,0
280,0	0,06		21,10		0,9	0,001	0,08	0,02	21,7
78,7	0,17		35,2	Есть	0,9	0,001	0,03	0,04	143,7
121,0	0,08		6,50		1,0	0,001	0,06	0,04	41,0
175,99			34,71	Есть	1,1	0,00	0,05	0,3	
204,80			37,81		0,7	0,00	0,06	0,3	51,3
208,00	1,70		50,84		0,8	0,00	0,06	0,2	32,8
216,00	3,40		50,19		0,8	0,00	0,05	0,2	28,7
184,00	0,09	0,014	8,69	145,0	1,0	0,008	0,07	0,2	21,5

Тип II — ультракислые SO₄—Cl—Na—(Ca, Mg)-термы
вулканогенные глубинного формирования (с Al и Fe)

420,0			27,98	361,2	0,2	0,01	0,16	1,3	25,5
312,5	4,2	0,06	37,29	Есть	0,2	0,03	0,21	1,3	23,1
184,6	0,59	0,003	20,59	"	0,9	0,002	0,14	0,5	32,4
364,0	8,40	0,0213	29,52		0,3	0,02	0,25	1,8	21,8
325,6			18,84		0,3	0,02	0,15	1,3	26,4
308,12			49,40	Есть	0,6	0,002	0,06	0,6	31,3
492,0			124,65	"	0,6	0,003	0,06	0,6	25,5
296,0	2,24		77,90	"	0,7	0,002	0,07	0,4	33,5
273,35	5,90	0,02	91,50	"	0,6	0,003	0,008	0,4	32,8
360,00	5,10	0,041	125,10	"	0,7	0,01	0,08	0,4	29,0
400,0	4,30	0,048	125,10		0,6	0,01	0,07	0,5	29,5
476,0			148,02		0,6	0,002	0,06	0,5	23,6
538,00	51,00	0,156	145,06		0,6	0,005	0,07	0,6	31,3
544,0		0,06	206,27		0,6	0,004	0,06	0,6	
238,68	3,0		70,00	Сл.	0,6	0,001	0,04	0,5	67,7
179,2	0,09	0,013	103,44		0,5	0,003	0,06	0,5	12,3
87,37			13,26	Есть	1,3	0,003	0,04	1,5	98,5
81,2	73,2		14,0	2,5	1,4		0,04	2,2	

Таблица 4

Концентрации слабо диссоциированных и микрокомпонентов, основные эквивалентные отношения в современных гидротермах III и IV типов на о-вах Кунашир и Итуруп

Индекс на диаграммах	Микрокомпоненты, мг/л							
	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Mn	Zn	Pb
Тип III – кислые и субнейтральные								
SO ₄ –Ca–Mg–(Na)–термы поверхностного формирования (с Al и Fe)								
2	0,0013	0,005	0,003	0,06	0,014	0,007	0,014	0,024
2a	0,001	0,002	0,002	0,003 ^c	0,036	0,23	0,01	0,005
3	0,0024	0,01	0,003	0,058	0,063	1,25	0,0025	0,005 ^c
7-1	0,0026	0,0089	0,003	0,06	0,089	0,87	0,043	0,036
10	0,007	0,036	0,003	0,06	0,188	3,74	0,040	0,036
6-1a	0,011	0,051	0,003	0,10	0,18	0,97	0,004	0,003 ^c
6-2	0,018	0,049	0,003	0,247	0,234	0,97	0,01	0,024
6-3	0,0076	0,02	0,003	0,06	0,123	2,25	0,033	0,024
6-3a	0,072	0,012	0,002	0,10	0,11	1,67	0,04	0,007 ^c
6-11	0,0044	0,014	0,003	0,157	0,074	1,45	0,03	0,01 ^c
6-13	0,0049	0,061	0,008	0,06	0,35	0,027	0,013	0,024
6-15	0,0066	0,014	0,003	0,102	0,097	2,71	0,240	0,024
6-25	0,016	0,048	0,003	0,061	0,255	0,05	0,008	0,024
6-29	0,002	0,003	0,003	0,101	0,16	1,25	0,06	0,024
6-36	0,0024	0,006	0,002	0,1	0,09	0,97	0,02	0,024
6-37	0,0011	0,009	0,002	0,09 ^c	0,11	0,78	0,01	0,005 ^c
6-38	0,0021	0,006	0,002	0,10	0,11	0,58	0,01	0,004 ^c
6-1	0,015	0,069	0,009	0,06	0,24	0,055	0,0063	0,024
6-19	0,0049	0,015	0,003	0,06	0,16	0,038	0,025	0,024
6-31	0,0044	0,035	0,003	0,12	0,28	0,045	0,019	0,005 ^c
М	0,027	0,065	0,003	0,19	1,23	0,05	0,49	0,41
Руд								
BM7	0,012	0,05	0,05	0,06	0,072	1,34	0,09	0,01
Г41	0,01	0,02	0,07			0,68	0,01	
Г43	0,01	0,03	0,08			0,35	0,9	
Г52	0,02	0,03	0,08			1,00	0,09	
Тип IV – субнейтральные и слабокислые								
SO ₄ –Cl–Na–Ca–(Mg)–термы смешанного формирования								
4	0,028	0,036	0,004	0,1	0,09	3,10	0,03	0,01 ^c
11-1	0,063	0,033	0,016	0,186	0,726	0,05	0,09	0,036
12-1	0,043	0,49	0,010	0,06	0,38		0,0025	0,024
12-2	0,04	0,04	0,002	0,10	0,36		0,002	0,008 ^c
9-1	0,17	0,13	0,034		0,40	0,015	0,0025	0,024
9-2	0,16	0,12	0,031	0,10	0,32		0,004	0,005 ^c
11-2	0,025	0,015	0,003	0,06	0,029	0,015	0,014	0,008 ^c
13	0,56	0,107	0,115	0,06	0,81		0,004	0,024
15	0,67	0,108	0,124	0,14	0,94		0,0025	0,024
Г45	0,03	0,04	0,13			1,01	0,005	
Г45a	0,03	0,04	0,06			1,36	0,007	
Г51	0,02	0,03	0,06			0,87	0,004	
Гл24	0,0024	0,008	0,003	0,06	0,57		0,004	0,003 ^c

Примечание. Полные названия термопроявлений даны в табл. 2. Буквой "с" отмечены данные спектрального анализа, выполненного Г.Е. Белоусовым (ИГЕМ АН СССР).

Слабо диссоциированные молекулы, мг/л					Эквивалентные отношения				
H ₂ SiO ₄	H ₃ AsO ₃	H ₃ SbO ₃	H ₃ BO ₃	H ₂ S	Na/Cl	F/Cl	K/Na	(HSO ₄ +SO ₄)/ (Cl + F)	Li/Rb
Тип III – кислые и субнейтральные SO ₄ –Ca–Mg–(Na)–термы поверхностного формирования (с Al и Fe)									
148,0				Сл.	1,3	0,05	0,12	27,0	3,2
88,0	0,08	0,004	1,4		1,1	0,07	0,13	9,9	6,2
110,4			0,57	Есть	1,5	0,12	0,11	17,9	3,0
281,6			0,57	151,2	1,2	0,17	0,16	68,8	3,6
1120,0			0,57		53,5	1,5	0,37	142,9	2,4
256,0	0,08	0,017	2,06	Есть	5,1	0,07	0,29	33,3	2,7
336,0			0,57	12,4	6,0	0,20	0,25	35,7	4,5
192,0			0,57	38,6	3,9	0,14	0,12	50,0	4,7
134,4	0,17	0,014	1,14	Есть	3,0	0,09	0,16	38,4	7,4
340,8			0,57		2,3	0,11	0,18	62,5	3,9
446,0			1,03	190,1	8,6	0,68	0,25	17,5	1,0
412,0			0,57		3,0	0,12	0,18	58,8	5,8
256,0			0,57	209,1	7,0	0,13	0,27	50,0	4,1
208,0			0,57		2,5	0,33	0,02	142,9	4,1
84,4	0,34	0,014	1,14	Есть	2,1	0,04	0,14	19,0	4,9
236,8	0,08	0,0043	1,14	"	2,7	0,04	0,18	16,7	1,5
152,0	0,04	0,0014	0,57	"	3,4	0,05	0,40	20,0	4,3
314,0			–	171,1	5,5	0,32	0,22	22,7	2,7
160,0			–	418,2	1,5	0,03	0,34	20,8	4,0
357,0			–	475,3	4,7	0,11	0,24	24,4	1,6
500,0			0,57		0,1	0,04	3,19	13,5	5,1
188,8	1,0		30,06	300,9	0,6	0,06	0,17	33,3	
267,0			31,16	Есть	0,3	0,01	0,07	6,8	0,3
224,56	0,44	0,038	2,48		5,6	0,07	0,05	20,4	6,2
356,00	0,21	0,018	5,67		4,7	0,06	0,05	58,8	4,1
360,0	0,09	0,014	0,50		1,2	0,08	0,17	62,5	8,2
Тип IV – субнейтральные и слабокислые SO ₄ –Cl–Na–Ca–(Mg)–термы смешанного формирования									
254,4	0,34	0,0114	7,55	Есть	0,5	0,02	0,57	3,6	9,6
310,4			0,57		5,4	0,09	0,14	14,0	23,5
306,0			2,17		1,3	0,003	0,11	2,6	10,8
222,4	0,17	0,017	3,89		1,5	0,004	0,14	3,5	12,3
217,0			4,85		1,3	0,005	0,10	0,8	16,1
236,8	0,42	0,004	12,58		1,0	0,002	0,11	1,0	16,4
216,0				171,1	6,0	0,01	0,07	4,4	20,5
170,0			16,22	Сл.	1,1	0,004	0,05	1,1	64,5
175,0			18,95	2,2	1,2	0,001	0,05	1,2	76,4
267,2	0,44	0,018	8,42	109,7	2,6	0,01	0,06	5,4	9,2
179,2	0,44	0,014	3,55	30,6	4,6	0,02	0,06	11,6	9,2
372,0	0,04		6,65	37,6	2,1	0,02	0,05	5,7	8,2
87,0				Есть	2,0	0,12	0,07	6,6	3,7

Обнаружение разными исследователями большого распространения процессов смешения и разбавления подземных вод и резко преобладающего содержания в них метеорной составляющей позволяет считать, что при геохимическом сопоставлении типов вод наиболее показательны не концентрации, а отношения концентраций характерных компонентов. Поэтому при характеристике терм в основном используются относительные показатели, вынесенные на различные двумерные диаграммы.

Данные химического анализа термальных вод центральной части о-ва Итуруп и южной части о-ва Кунашир нанесены на треугольные диаграммы состава (рис. 2), а все исходные данные приведены в табл. 1—4. Помимо этих двух диаграмм, свойственных соотношениям главных ионов, для более точной диагностики термальных вод использованы дополнительные цифры, отражающие соотношения характерных компонентов. В частности, оказалось достаточным использовать в качестве дополнительных геохимических критериев отличия термальных вод следующие показатели: концентрацию F, K, редких щелочей, Sr и эквивалентные отношения F/Cl , $(HSO_4 + SO_4)/(Cl + F)$, K/Na , Li/Rb . Некоторые из этих показателей отражены на двумерных диаграммах на рис. 3 и 4. При этом на диаграммах не учтены концентрации Fe и Al, так как их заметные концентрации присущи лишь кислым и ультракислым или сильнощелочным водам. Щелочные термы фактически отсутствуют на Курильских островах. Естественно, что ввиду особых свойств растворимости Fe и Al сравнение кислых и субнейтральных терм нецелесообразно по этим показателям концентраций Fe и Al, хотя сами концентрации этих элементов и представляют собой научный и практический интерес. Вот почему для типизации терм приняты диаграммы с координатами Na + K, Ca и Mg, не дающие в пределах естественных условий курильских терм резких экстремумов растворимости, что оказалось вполне оправданным.

Нами было показано [11], что главным геохимическим трендом фиксируется закономерное площадное распределение термальных вод. В направлении от центра вулканов к их периферии, помимо содержаний главных компонентов, меняются вышеуказанные показатели геохимической принадлежности термальных вод. Это изменение в первую очередь связано с коренным изменением химизма подземных вод под влиянием растворения в них вулканических эманаций. В связи с этим газовый состав термальных источников, выходящих на поверхность, В.В. Иванов [15] ставил в качестве основного критерия оценки типа термальных вод. Он классифицировал термальные воды островных дуг следующим образом: 1 — "метаморфогенные" азотно-углекислые: нейтральные $Cl-(HCO_3)-Na^*$; 2 — "магматогенные" фумарольные термы, в том числе: а — "поверхностного формирования" (сероводородно-углекислые, кислые, SO_4 -термы со сложным катионным составом) и б — "глубинного формирования" (ультракислые SO_4-Cl -термы или Cl -термы с весьма сложным катионным составом). В этой классификации островодужные подземные термы четко разграничены на два разных генетических типа, что имеет принципиальное значение,

* Здесь и далее названия типов терм в основном даются символами главных ионов.

поскольку ряд исследователей считают оба типа терм тесно связанными и имеющими магматогенное происхождение.

Классификации термальных вод, в основе которых газовый состав, очевидно, имеют определенные недостатки. В свете работ В.Ф. Гиггенбаха [29] становится ясным, что, во-первых, газы в поверхностных термах неравновесны и их состав отражает нарушенные глубинные газовые равновесия в гидротермальных флюидах, а во-вторых, газы в источниках термальной воды и в паре могут иметь разное происхождение и не быть связанными с конкретными термопроявлениями ввиду разной подвижности, растворимости и разных уровней генерации компонентов.

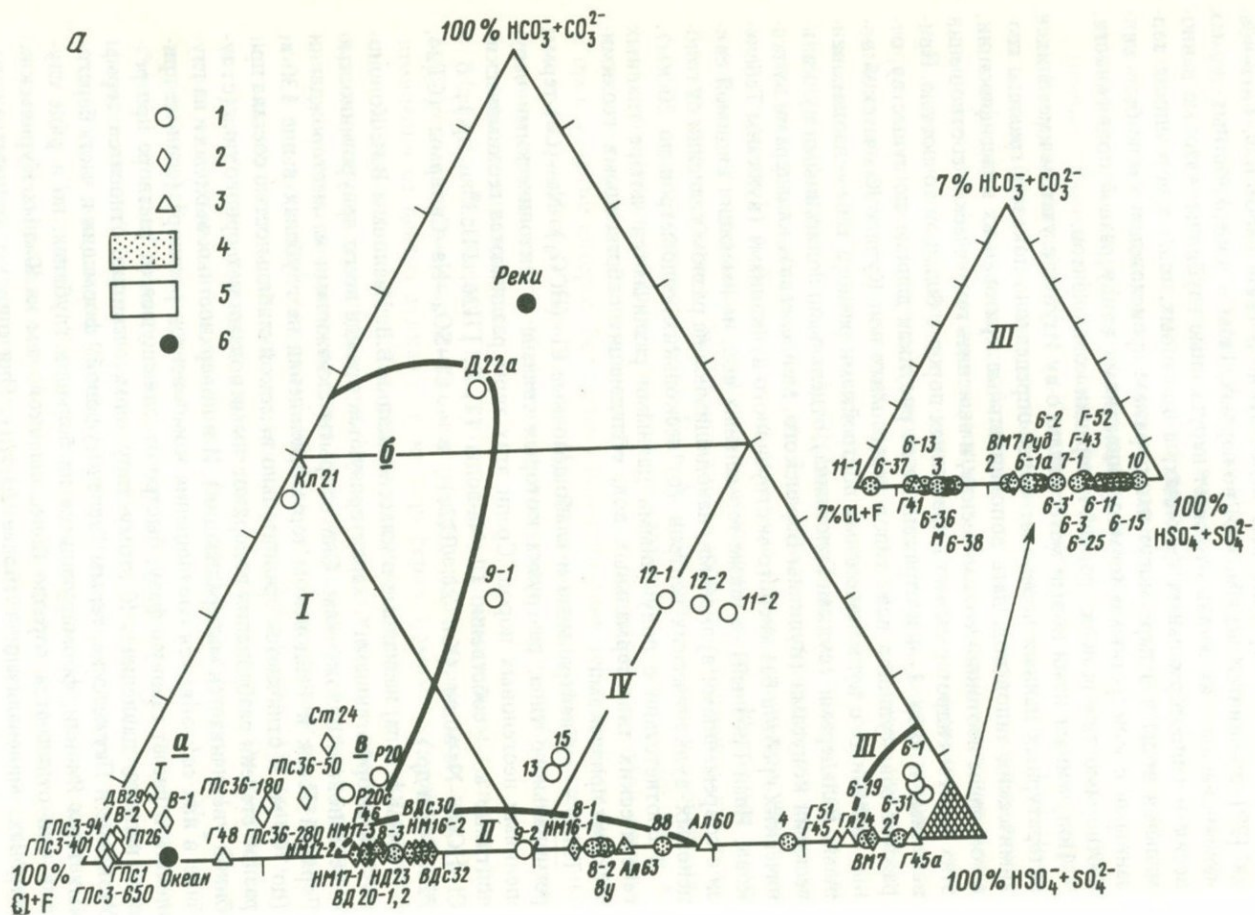
Полученный нами новый материал по о-ву Итуруп с учетом имеющихся литературных данных позволяет более определенно показать границы геохимических типов вод, дать дополнительные критерии их классификации, в том числе изотопно-геохимические, и выяснить генетические соотношения этих терм и гидротермально измененных пород с большой точностью. Приведенные в табл. 1—4 и отраженные на рисунках данные, по существу, отражают совокупность всех типов термальных вод Курило-Камчатской зоны, связанных с вулканическими постройками разного типа — изолированными кальдерами (вулкан Головинина), отдельными полигенными вулканическими конусами (вулканы Баранского, Менделеева), кальдерами вулканических хребтов без кислого экзструзивного вулканизма (вулканы Тебенькова, Иван Грозный), а также термальных вод, не имеющих видимой связи с современными вулканами, находящимися на разном удалении от голоценовых вулканических центров (от нескольких километров до 20 км).

В соответствии с полученными данными различаются четыре главных генетических типа термальных вод, обладающих собственными геохимическими признаками.

Тип I — субнейтральные и слабощелочные $\text{Cl}-(\text{HCO}_3)-\text{Na}-(\text{Ca})$ -термы регионального типа, разгрузка которых связана с тектоническими нарушениями неогеновых пород. Среди этих терм различаются геохимические подтипы: а — собственно $\text{Cl}-\text{Na}$ -воды (Т, В, ГП26, ГПс3* и др.); б — $\text{Cl}-\text{HCO}_3-\text{Na}$ -воды (Кл. 21, Д22а); в — $\text{Cl}-\text{SO}_4-\text{Na}-\text{Ca}$ -термы (СТ24, Р20, Г48 и др.).

Термы I типа, названные в классификации В.В. Иванова и В.И. Кононова "метаморфогенными", характеризуются прежде всего приуроченностью к неогеновым отложениям. Они вскрыты скважинами на месторождении Горячий Пляж и Рейдовском термопроявлении на глубинах выше 130 м (до 700 м) и отличаются сравнительно высокой стабильностью состава при разной степени разбавления поверхностными водами метеорного типа (с глубиной увеличивается минерализация). И в поверхностных выходах и на глубине в них сохраняются соотношения компонентов раствора (если не принимать в расчет газовую фазу, быстро отделяющуюся от раствора при резком падении давления). К этому типу терм, очевидно, относятся термы Узонские и Паужетские, термы "зеленотуфовой" формации и часть береговых терм Японии, формирующиеся на больших глубинах, но в ряде случаев они отличаются гораздо более высокой, чем на Южных Курильских островах, минерализацией (более 20 г/л). Они широко распространены,

* Т, В и т.д. — индексы источников. Они расшифрованы в табл. 1, 2.



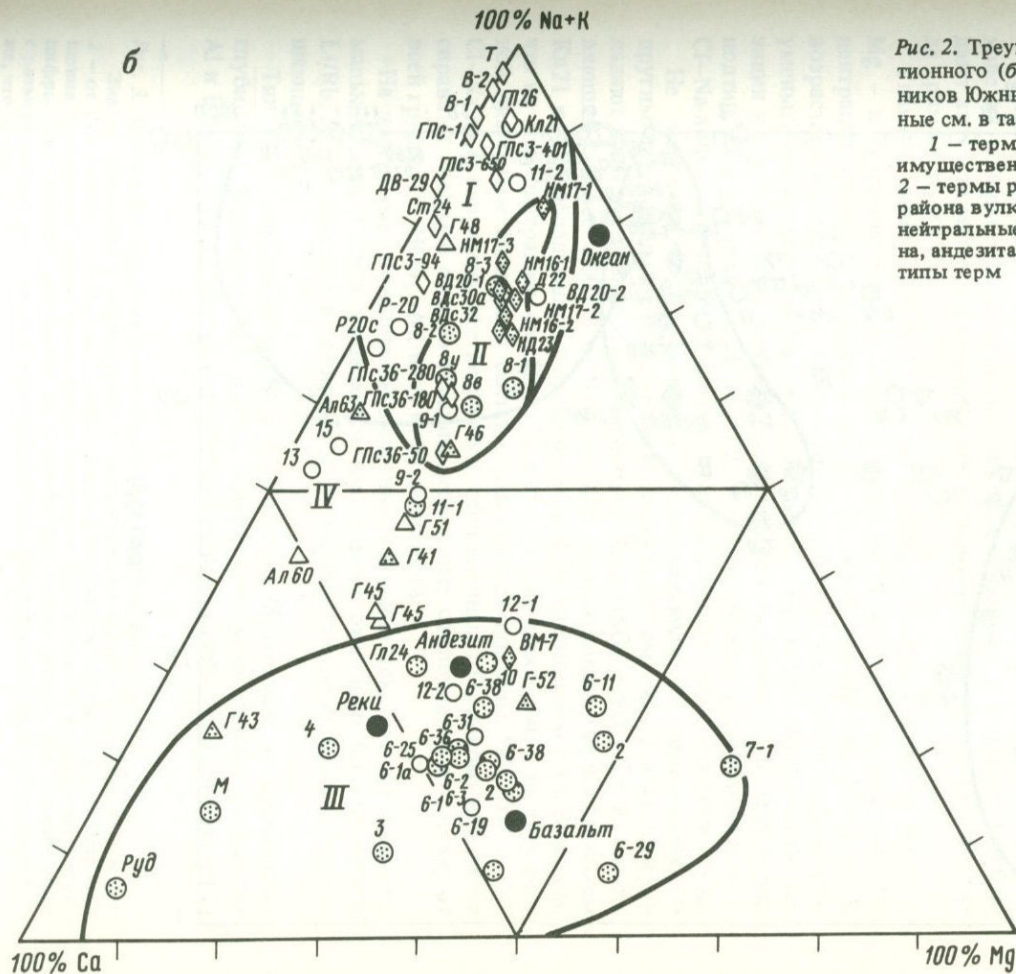
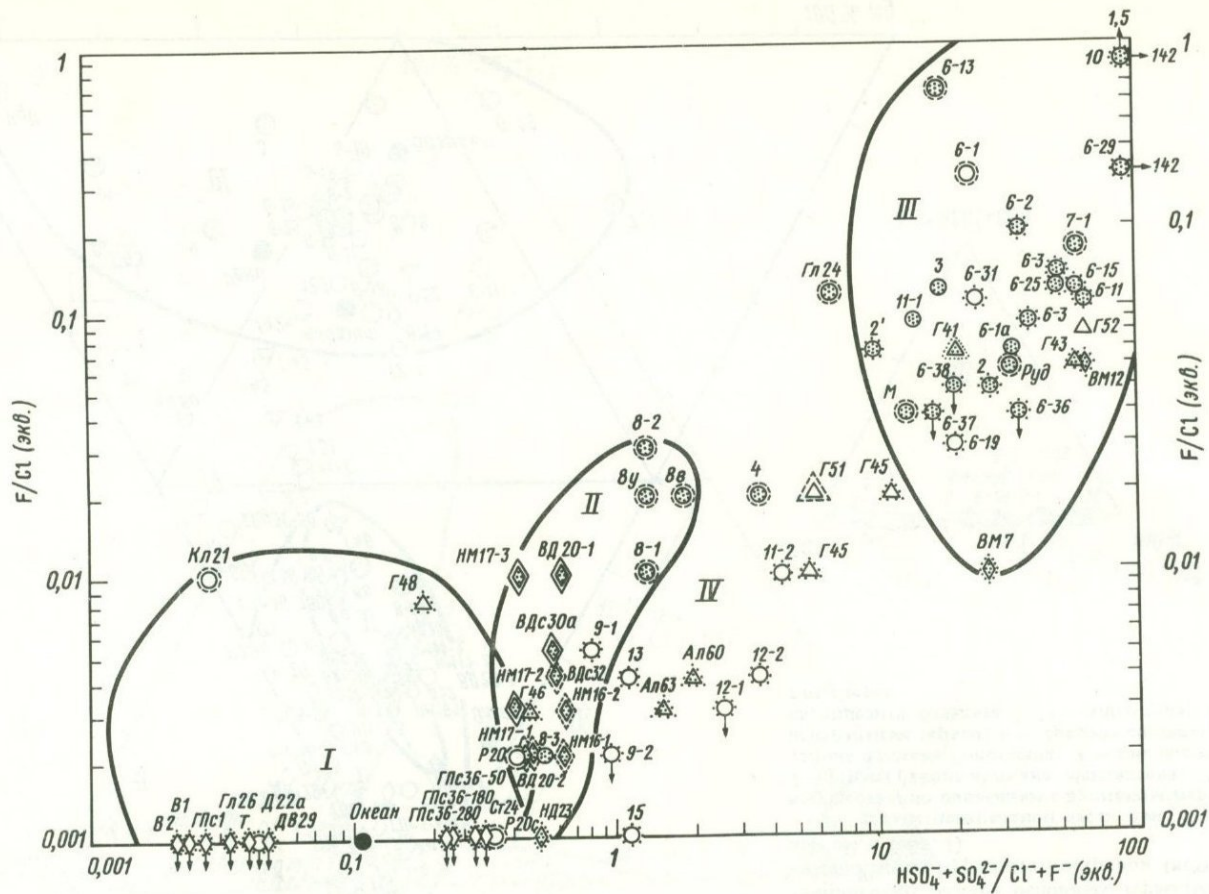


Рис. 2. Треугольные диаграммы анионного (а) и катионного (б) состава основных термальных источников Южных Курильских островов (исходные данные см. в табл. 1)

1 — термы центральной части о-ва Итуруп (преимущественно связанные с вулканом Баранского); 2 — термы района вулкана Менделеева; 3 — термы района вулкана Головинина; 4 — кислые термы; 5 — нейтральные термы; 6 — средние составы рек, океана, андезита, базальта, I-IV — типы терм; а-в — под-
типы терм



местами встречаются сравнительно недалеко от голоценовых вулканических сооружений, и тогда сильно нагреты почти до 100°C в источниках, выходящих на поверхность. В скважинах на глубине в первые сотни метров температура терм определяется до 200°C . У термальных вод, развитых вдали от голоценовых вулканических сооружений, на этой же глубине температура не превышает $80\text{--}90^{\circ}\text{C}$. В процессе поисков термальных вод под руководством В.И. Пчелкина первой же скважиной у подножия вулкана Баранского были вскрыты сильно насыщенные CO_2 воды подобного типа в пропилитизированных туфах неогена на глубине около 200 м (см. ниже разрез) при температуре 160°C и давлении пласта порядка 8 атм. На Рейдовском участке, расположенном в 17 км от ближайших вулканических центров, горизонт значительно охлажденных термальных вод с температурой до 85°C был вскрыт на глубине 132 м.

Термальные воды этого типа имеют субнейтральную реакцию. При выходе на поверхность источники слабо выделяют газ, в котором преобладают азот или метан и в подчиненном количестве присутствует CO_2 и иногда примеси H_2 и CH_4 .

Главные ионы — Na и Cl. Ca не превышает концентрации 10 экв.%, а Mg — в основном меньше 5 экв.%. В тех же разновидностях вод, где концентрация сульфата повышена до 20–30 экв.% (Ст24, Г48, Р20 и др.), возрастает и содержание Ca до 20–30 экв.% за счет соответствующего уменьшения количества Na до 85–70 экв.%. Общность геологической позиции и геохимические особенности позволяют выделить среди этих пород подтип SO_4 -содержащих Na–Cl-вод, которые можно рассматривать как Cl–Na-воды, загрязненные вулканогенным или морским SO_4 .

Не менее четко Cl–Na-термы оконтуриваются на диаграммах по другим характерным отношениям компонентов (см. рис. 3 и 4). Они обладают наиболее низкими отношениями F/Cl и $\text{HSO}_4 + \text{SO}_4/\text{Cl} + \text{F}$, составляющими менее 0,001 и от 0,02 до 0,15 соответственно, за исключением Кл21 и Г48, обладающих повышенным до 0,01 отношением F/Cl . Заметим, что на этой диаграмме (см. рис. 3) почти так же четко, как и на треугольной диаграмме анионного состава, различаются подтипы "а", "б" и "в" Cl–Na-вод, например, все источники, обогащенные SO_4 -ионом, находятся справа от среднего состава океанической воды; отклоняется по составу от всей группы Cl– HCO_3 –Na-вода Кл21 подтипа Ib.

На диаграмме соотношений щелочных катионов (см. рис. 4) поле термальных вод I типа выделяется совершенно отчетливо по отношению Li/Rb , составляющему в основном более 30, при отношении K/Na , не превышающем 0,08.

Тип II — ультракислые SO_4 –Cl–Na–(Ca, Mg)-термы вулканогенные глубинного формирования, иногда содержащие существенные количества Al и Fe (до 20 и до 23 экв.% соответственно, см. табл. 1). Их можно было

Рис. 3. Диаграмма основных анионных соотношений в термах

Значки обведены в соответствии с концентрацией фтора: 1 — меньше 1 мг/л; 2 — от 1 до 5 мг/л; 3 — больше 5 мг/л. Стрелки у значков означают возможное смещение положения значка из-за неопределенности концентрации в основном фтора; цифры при стрелках указывают на истинное положение значка, что связано лишь с размерами рисунка и масштабом изображения. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 2

также назвать водородными термами, поскольку содержание H^+ в них достигает иногда почти 70 экв.% (8-2, см. табл. 1), однако ни Al и Fe, ни H^+ в название этих терм ввести нельзя, так как количество их существенно колеблется в зависимости от условий нейтрализации их по пути миграции, также по причинам, указанным выше, связанным с несопоставимостью всех терм при учете относительных концентраций в них Al и Fe. Кроме того, название "водородные" термы уже существует для классификации совершенно других терм Исландии [16].

В связи с этим из основной области составов этих терм, выделенной на диаграммах (подтип "а"), можно было бы выделить геохимический подтип "б" существенно нейтрализованных SO_4 -Cl-терм (например, Алб3, Алб0).

Ультракислые и нейтрализованные SO_4 -Cl-термы являются собственно вулканогенными, так как состав и свойства их определяются воздействием не только тепла, но и сернистых эманаций неглубоко залегающего кислого магматического очага на региональные термы I типа, а разгрузка их связана с вулcano-тектоническими нарушениями, возникающими в связи с внедрением дацитовых экструзивов в посткальдерный этап развития вулканов.

Геологическая позиция этих терм как в Курило-Камчатской дуге, так и в вулканической зоне Японии и других островных дугах Тихого океана совершенно определена — подножия и нижние части склонов многофазных вулканов, последние извержения кислых лав которых произошли в голоцене или, по крайней мере, в верхнем плейстоцене. В эту группу терм входят также некоторые кратерные и кальдерные озера. В рассматриваемом нами районе все термы этого типа приурочены к одному или нескольким горизонтам хорошо проницаемых вулканогенно-осадочных пород, перекрытых экранирующими покрывками. Г.В. Полуниным, Г.М. Асауловым (геологами ПГО "Сахалингеология") было показано, что эти термы характеризуются трещинно-пластовой системой циркуляции и связаны общими каналами с Cl-Na-термами периферии вулкана Менделеева. Эта общность неизбежно должна проявиться в геохимических особенностях тех и других терм.

Несмотря на высокую кислотность, SO_4 -Cl-термы, так же как и Cl-Na-термы, характеризуются высокими температурами. Анионы SO_4^{2-} и Cl^- в этих термах немного колеблются по концентрации, и тот или другой могут преобладать. При этом Cl- SO_4 -термы вулкана Менделеева (ВД, НМ) геохимически ближе относятся к Cl-Na-типу, чем такие же термы вулкана Баранского, что связано с разными условиями взаимодействия с вмещающими породами, питания и циркуляции вод, а также разновозрастностью голоценового экструзивного магматизма этих двух сравнительно близких по строению вулканов.

Родство фумарольных терм глубинного формирования (тип II) с термами периферии вулканов (тип I), развитыми в неогеновых отложениях, наглядно проявляется на диаграмме катионного состава (см. рис. 2, б), их различие определяется относительно повышенной концентрацией Mg (в основном до 10–20 экв.%), а также несколько большей относительной концентрацией Ca в термах типа II*. Несомненно, что кислые воды в близ-

* При сравнении концентраций катионов по используемым в статье диаграммам не учитываются Al и Fe.

поверхностных условиях значительно активнее взаимодействуют с породами, выщелачивая не только щелочные, но и щелочноземельные компоненты. Поэтому их катионный состав меняется в этих условиях больше, чем у Cl—Na-терм, циркулирующих на большей глубине и на большем по площади пространстве. По повышенному содержанию F фумарольные термы типа II можно сразу отличить от всех других типов, его содержится более 1 мг-экв/л. Подтверждает их геохимическую близость с термами I типа повышенное содержание K (больше 1 мг-экв/л), Sr (в основном больше 0,2 мг/л), H_3BO_3 , а также Li, Rb и Cs. На диаграмме анионных отношений (см. рис. 3) Cl— SO_4 -термы локализуются менее четко, чем на треугольных диаграммах процентно-эквивалентных концентраций. Отношение F/Cl в них в 3—10 раз больше, чем в Cl—Na-водах, и особенно резко от последних термы II типа отличаются по величине отношения $(\text{HSO}_4 + \text{SO}_4)/(\text{Cl} + \text{F})$, находящейся в пределах 0,4—2. По отношению щелочных элементов (см. рис. 4) термы II типа также отчетливо отделяются от вод I и III типов, хотя близкое геохимическое родство терм I и II типов для вулкана Менделеева проявляется сильнее, чем для вулкана Баранского. Термы II типа вулкана Баранского отличаются от региональных терм I типа и более высокими отношениями K/Na и Li/Rb, составляющими 0,15—0,25 и 22—33 соответственно. Значительное отклонение одной из проб (НД23) от всей группы сульфатно-хлоридных терм связано, по-видимому, с намного большим расстоянием Нижне-Докторского источника от центра вулкана Менделеева по сравнению с Верхне-Докторскими источниками (источник НД23 находится лишь немного ближе к вулкану Менделеева, чем ДВ29, и на 0,6 км ближе, чем ГП26), и в нем должна проявиться большая геохимическая близость к региональным Cl—Na-термам, что и наблюдается на диаграмме анионных отношений.

Тип III — кислые и субнейтральные SO_4 —Ca—Mg—(Na)-термы поверхностного формирования, которые иногда содержат повышенные концентрации Fe и Al. Они в основном связаны с дегазацией глубинных терм типа II. Поверхностные термы возникают при сочетании процессов конденсации водяного пара и растворения содержащихся в нем H_2S и CO_2 в пресных водах. Иногда, очевидно, близ жерловой части вулкана возможно прямое растворение глубинного SO_2 в приповерхностных горизонтах вод, что можно предположить на основании изотопного состава сульфатной серы (утяжеление) при полном отсутствии Cl в некоторых термах этого типа. Особенности состава и характера разгрузки приповерхностных терм позволяют выделить среди них генетические подтипы: а — привершинные трещинные холодные H_2S -содержащие термы с изотопно тяжелым глубинным сульфатом (например, 3); б — слабо нагретые термы, возникающие при прогреве кислых сульфатных вод с изотопно легким сульфатом окисления (например, 2); в — теплые H_2S -содержащие термы приповерхностных горизонтов рыхлых отложений с очень высоким дебитом, отличающим их от терм "а" и "б" (например, 6-19, 6-25); г — кипящие и бурлящие при пробурывании H_2S и CO_2 котлы, мелкие воронки, озера и системы котлов и воронок гидросульфатарных полей, содержащие в основном изотопно легкий сульфат поверхностного происхождения (окисления) (например, 6—3, 6—15, 7—1, ВМ7, Г52 и др.), и, наконец, подтип д — терм с повышенной примесью вод глубинного фор-

мирования, поступающих к поверхности, который определяется утяжеленным составом сульфатной серы, а также соответствующими повышенными концентрациями Cl и микрокомпонентов глубинного происхождения. Эти термы часто характеризуются нейтральной или слабокислой реакцией (6-1, 6-31, Г41 и другие источники).

SO₄-термы выходят на поверхность или формируются на поверхности в средней и верхней частях вулканических конусов, у подножий и на склонах экструзивных куполов, реже в вершинных частях вулканов, для которых более характерны выходы водяного пара с примесями фумарольных газов и отсутствие источников термальных вод. Сильная дегазация и кипение значительной части сольфатарных терм наблюдаются в местах их образования и выхода на поверхность. Конденсация паро-газовых струй сама по себе приводит к формированию сольфатарных терм. Если конденсация глубинного пара и растворение газов происходят в сравнительно мощных приповерхностных горизонтах пресных вод, образуются слабокислые источники с высоким дебитом и невысокой, как правило, температурой (6-25, 6-19, Гл24 и др.), отлагающие на выходе мощные шлейфы ярко-желтого осадка тонкодисперсной самородной серы. Если же источники конденсационные, то их дебит ничтожен и они значительно более кислые, обладая температурами вплоть до точки кипения. Пар и газ барботируются сквозь поверхностную воду, образуя водяные воронки и грязевые котлы. Те из сольфатарных источников, которые на глубине подпитываются термами типов II и I или насыщаются глубинными газами от центрального вулканического канала вблизи жерловой части вулкана, практически трудно отличить от первых двух вышеуказанных разновидностей, но, очевидно, здесь может помочь наблюдаемое в них смещение изотопного состава серы сульфата к положительным значениям $\delta^{34}\text{S}$ (см. ниже).

На диаграммах, использованных в статье, приповерхностные SO₄-термы в целом характеризуются совершенно определенными полями. Главной отличительной особенностью катионного их состава является преобладающая концентрация Ca и Mg, которые находятся приблизительно в равных соотношениях в среднем, но иногда преобладает либо Ca, либо Mg. Количество Na и K в них колеблется от нескольких до 30–32 экв.%. Весьма показательная группировка вод этого типа около средних составов островодужных андезита и базальта, а также среднего состава рек, так как она отражает взаимодействие раствора с окружающими четвертичными вулканогенными породами (см. рис. 2).

Среди анионов в сольфатарных термах резко преобладает SO₄-ион (от 99,5 до 88–90% экв.%) в основном экзогенного происхождения, за исключением вышеоговоренных случаев. По абсолютному содержанию F сульфатные воды не отличаются от глубинных Cl–Na-терм, а K в них меньше, чем во всех других типах вод. Тем не менее по наибольшим отношениям F/Cl они резко обособлены от остальных терм (см. рис. 3). В них наблюдается наибольший разброс отношений K/Na (см. рис. 4), хотя в этом широком диапазоне колебаний тоже можно видеть некоторые закономерности: высокодебитные источники подтипа IIIв характеризуются повышенными значениями отношений K/Na, а источники, в составе которых участвует сульфат с максимально тяжелым изотопным составом сульфатной серы, имеют наименьшую величину отношения K/Na. Вместе с тем, учитывая отношение

Li/Rb, которое в термах приповерхностного формирования минимально, III тип терм отличается легко от терм I и II типов и статистически заметно от смешанных терм IV типа.

Тип IV — субнейтральные и слабокислые $\text{SO}_4\text{—Cl—Na—Ca—(Mg)}$ -термы смешанного формирования, образующиеся при нейтрализации и (или) окислении терм I и II типов или при смешивании глубинных (I и II) и приповерхностных (III) вод. Их разгрузка происходит по периферии вулканических конусов (9-1, 13, 15), а также в хорошо сохранившихся кальдерах (Г54, Г51). По геохимическим признакам среди терм смешанного формирования отчетливо различаются подтип "а", тяготеющий больше к глубинным термам I и II типов (11-2, 15 и др.), и подтип "б", тяготеющий ближе к поверхностным термам III типа (Г45, 9-1, 4, 12-1 и др.).

Термы смешанного формирования особенно широко развиты на вулкане Баранского. Очевидно, формирование их неизбежно, а при комплексной оценке их распространения и генезиса оказывается, что они служат прямыми указателями на места ближайшего к поверхности нахождения глубинных перегретых Cl—Na -гидротерм (источники 11-2, 9, 12, 13, 15). Геохимические характеристики смешанных терм IV типа имеют в основном промежуточное положение между глубинными и поверхностными термами. К ним можно было бы отнести некоторые из поверхностных терм III типа, но признаки смещения в них не имеют ярко выраженного характера, как в термах выделяемой нами IV типа, которая занимает вполне определенное положение на диаграммах (см. рис. 2—4).

По относительной концентрации Mg (менее 20 экв.%) термы смешанного формирования определенно тяготеют к типам I и II, тогда как по Ca — к типу III, а по Na и K занимают четкое промежуточное положение. По соотношениям анионов они также промежуточные между типами II и III, так же как и по соотношениям щелочных катионов (особая позиция ист. 13 определяется тем, что состав раствора во многом формировался за счет глубинного источника — терм I типа).

Помимо обсужденных выше основных геохимических признаков генетических типов термальных вод, наблюдаются и другие характерные вариации:

1) кислые и ультракислые термы приурочены к голоценовым вулканам, а субнейтральные и щелочные в основном развиты по ближней и дальней периферии вулканических аппаратов;

2) повышенными концентрациями F, достигающими более 1 мг-экв/л, обладают ультракислые вулканогенные термы глубинного формирования, сравнительно умеренные, но сильно колеблющиеся концентрации F (в основном 0,03—0,1 мг-экв/л) наблюдаются в термах дальней и ближней периферии вулканов и, наконец, минимальные концентрации F (около 0,01—0,03 мг-экв/л) характерны для кислых сольфатарных терм поверхностного формирования;

3) калий в количестве 1—3 мг-экв/л содержится в термах дальней периферии вулканов и в ультракислых фумарольных термах глубинного формирования; меньше его (в основном 0,5—1 мг-экв/л) содержится в водах ближней периферии вулканов, а минимальные концентрации калия наблюдаются в сольфатарных термах поверхностного формирования (в основном не более 0,5 мг-экв/л);

4) литий, рубидий, цезий распространены в разных типах терм подобно калию, их содержания не превышают 0,000n%.

5) стронций в количестве около 0,2–1 мг/л, а иногда почти до 5 мг/л характерен для всех термальных вод глубинного формирования, тогда как в приповерхностных термах его содержание в основном не превышает 0,2 мг/л;

6) отношение F/Cl растет от периферии вулканов к их центральным частям, т.е. в направлении смены типов вод I–II–III, последовательно от одного типа к другому в среднем на один порядок, а между крайними значениями разница этого отношения превышает 3 порядка;

7) отношение $(HSO_4 + SO_4)/(Cl + F)$ изменяется приблизительно так же, как и F/Cl , причем различие достигает 4 порядков;

8) отношение K/Na , оставаясь примерно постоянным во всех подтипах терм дальней периферии вулканов (около 0,05), может в ультракислых вулканогенных термах глубинного формирования (II) сохраниться почти таким же (вулкан Менделеева) или возрасти до 0,2–0,25 (вулкан Баранского), а в сольфатарных термах поверхностного формирования это отношение сильно колеблется, но статистически намного выше, чем во всех других типах термальных вод, и иногда достигает 3,2 (Мачеха), но в среднем составляет около 0,3–0,4;

9) отношение Li/Rb является исключительно эффективным показателем для отличия разных типов термальных вод, оно уменьшается по направлению от береговых терм к вулканическим, т.е. в последовательности типов I–II–III, составляя больше 30 в типичных региональных термах, 22–33 в вулканогенных термах глубинного формирования, 8–22 в термах смешанного формирования и, наконец, меньше 8 в сольфатарных термах приповерхностного формирования.

Наряду с содержанием главных ионов и их группировкой на диаграммах все эти признаки позволяют однозначно определить тип термальных вод.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОТЛИЧИЯ ТИПОВ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Выявленные генетические типы термальных вод различаются по совокупности изотопных данных по сере, водороду, кислороду и стронцию. Эти элементы выбраны для рассмотрения в связи с тем, что они могут служить индикаторами происхождения как анионного (сера), так и катионного (стронций) компонента растворов, а также самой воды (водород, кислород).

Изотопный состав кислорода и водорода воды

Систематические исследования изотопного состава воды вулканических областей, в том числе Южных Курильских островов, проводятся А.Д. Есиковым с соавторами [9]. Среди терм вулканических районов мира, хорошо описанных в литературе, термы Курильских островов не являются исключением, и вода в них, согласно изотопным данным, имеет атмосферное происхождение независимо от типа терм. Некоторые исследователи

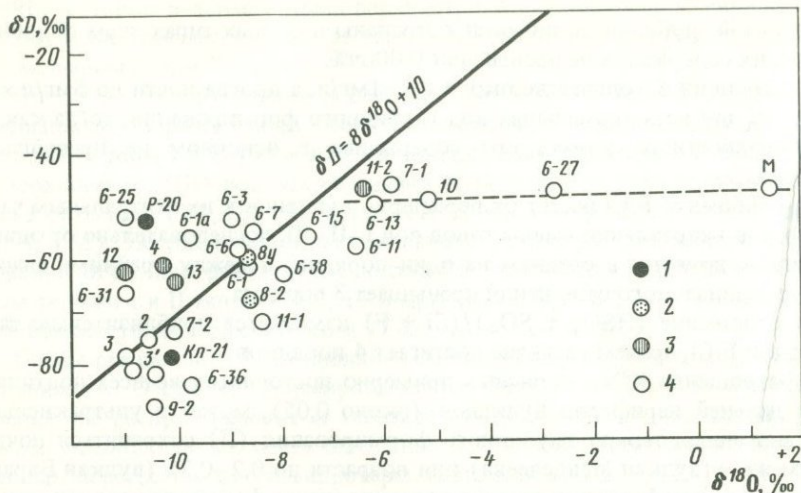


Рис. 5. Диаграмма Крейга для термальных вод центральной части о-ва Итуруп. Определения А.Д. Есикова

1-4 - I-IV типы соответственно

полагают, что собственно магматическая вода ($\delta^{18}\text{O} = 7$; $\delta\text{D} = -60$) может составлять в поверхностных источниках не более 5–10%, однако полной уверенности в этом нет.

Состав изученных нами терм центральной части о-ва Итуруп оказался чрезвычайно близким по изотопии О и Н/D к линии метеорных вод Крейга, за исключением отклонения $\delta^{18}\text{O}$ в положительную сторону у источников кислой сульфатной воды приповерхностного формирования типа III (рис. 5). В источниках с наиболее низким дебитом (грязевые котлы), очевидно, происходит изотопный обмен кислородом между водой и силикатными минералами и идет соответствующее обогащение тяжелым изотопом термальных вод в тем большей мере, чем дальше происходит взаимодействие раствора с минералами и тем больше развиты процессы растворения. Растворение активно в кислой воде, и в ней наиболее вероятно обогащение воды тяжелыми изотопами. Некоторое отклонение в положительную сторону наблюдается и в ультракислых сульфатно-хлоридных водах типа II, несмотря на их чрезвычайно высокий дебит (ист. 8-1, 8-2). С другой стороны, в поверхностных малodeбитных источниках сравнительно интенсивно идет испарение с потерей некоторого количества изотопно облегченного пара, что позволило А.Д. Есикову с соавторами [9] именно этой причиной объяснить систематическое утяжеление изотопного состава воды в кипящих котлах.

Изотопный состав серы

Сера — один из главных анионных компонентов вулканогенных термальных вод и газов. Различия в концентрации и изотопном составе серы, по существу, однозначно определяют тот или иной тип термопроявлений. На рис. 6 представлено распределение изотопного состава форм серы

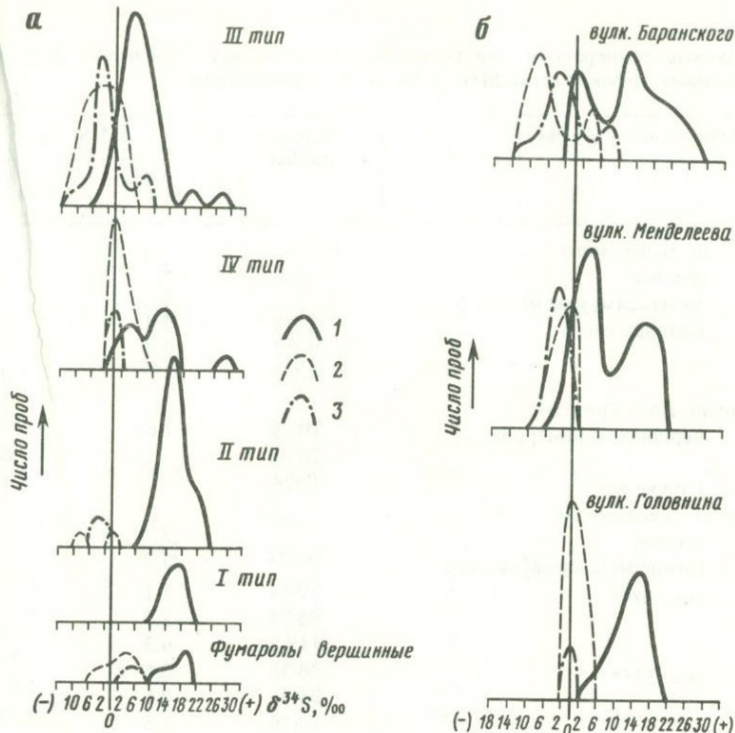


Рис. 6. Распределение изотопного состава серы (кривые построены на основе гистограмм)

а — по типам терм и в вершинных фумаролах вулканических конусов Иван Грозный и Баранского; б — для конкретных вулканических аппаратов, включая термы их ближней и дальней периферии. Использованы 4 анализа сульфатной серы из работы [14], остальные анализы провел Л.П. Носик

1 — S^{6+} и S^{4+} ; 2 — S^0 ; 3 — S^{2-}

в разных типах термальных вод, а также в нескольких фумарольных струях вулканов Иван Грозный и Головинина. Отчетливо видно различие изотопного состава сульфатной серы терм глубинного и приповерхностного формирования. В последнем сульфат образуется главным образом при окислении сульфидной и самородной серы. В нем наблюдается сравнительно легкая сера с $\delta^{34}S$ от $-3,3$ до $+13,8\text{‰}$ в 95% проб (в среднем $5,2\text{‰}$ по 38 пробам). В термах глубинного формирования сульфатная сера по $\delta^{34}S$ находится в пределах от $12,8$ до $23,1\text{‰}$ в 90% проб (в среднем $14,6\text{‰}$ по 38 пробам).

В термах смешанного формирования отчетливо проявляются два максимума распределения проб по $\delta^{34}S$, один из которых свидетельствует о преобладании в этих растворах сульфата окисления с относительно легким изотопным составом серы, а другой — о преобладании в растворах сульфата глубинного происхождения с относительно утяжеленным изотопным составом серы. Значительные возможные отклонения от средних величин связаны с созданием особых условий формирования анионного состава раствора, например попаданием изотопно тяжелой двуокиси серы

Таблица 5

Глубинные температуры для некоторых терм Южных Курильских островов по изотопному эффекту серы, SiO_2 - и Na-K-Ca -термометрам

Объект исследования	Индекс пробы	$\delta^{34}\text{S}$, ‰		
		H_2S	S^0	
вулк. Баранского				
среднее		-4		
по максимумам на рис. 5		8		
Голубые озера	8-1,2	-2,4		
	8-1,2	-2,4		
	8-1,2		-8,0	
вулк. Иван Грозный				
Вершинная fumarола	ИГ-ф	+2,6		
	ИГ-ф		-2,6	
Глухие ист.	Гл24		-8,4	
вулк. Менделеева				
среднее		-2		
Нижне-Менделеевские ист.	НМ16	-5,2		
скв. 30**	79-74	-1,1		
	98-74	-2,3		
	119-74	-6,3		
скв. 33**	28-76	-0,5		
	36-76	-0,5		
	70-76	-1,5		
вулк. Головинина				
среднее		0		
оз. Кипящее	Г46	0,5		
		(среднее)		
	Г41		1,4	
	Г45		2,6	
Алехинские ист.	Ал63		-1,5	
То же***	Ал63		-0,5	

* Возможно завышение изотопной температуры за счет примеси в пробе сульфата окисления с облегченной серой.

** По образцам А.В. Зотова из керна скважин, определения в парах "пирит-алунит", "пирит-ангидрит".

*** Данные В.И. Виноградова [2].

непосредственно в горизонты приповерхностных слабо минерализованных холодных вод (ист. 3) и(или) длительным диспропорционированием изотопов серы между H_2S и SO_4^{2-} при пониженной температуре (Гл24). Формирование изотопно тяжелой сульфатной серы может произойти в случае поступления газов к поверхности по "сухим" каналам в около-жерловых частях вулканов. Этот процесс, однако, в основном идет в глубоких горизонтах, где отщепившиеся от магмы SO_2 и H_2S растворяются в термах I типа и определяют возникновение терм II типа с соответствующим разделением изотопов серы в зависимости от температуры.

$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$			$T, ^\circ\text{C}$ (Δ)	$T, ^\circ\text{C}$ (SiO_2)	$T, ^\circ\text{C}$ (Na-K-Ca)
SO_4 (минер.)	SO_4 (р-р)	Δ			
	12	16	390		
	18	10	550		
	18,8	21,2	310	180	160
23,0		25,4	260		
	18,8	26,8	250		
18,8		15,4	410*		
18,8		20,6	320*		
	30,6	39,0	160	105	52
	16	18	350		
	10,2	15,4	410*	180	160
27,2		28,3	235		
30,0		32,3	200		
13,6		19,9	330		
25,1		25,6	260		
25,1		35,6	260		
10,4		11,9	490		
	16	16	390*		
	19,4	18,9	340*		
14,4		13,0	480*		
13,4		10,8	530*	170	66
	14,8	16,3	390	105	70
	15,5	16,0	390		

Зависимость изотопного эффекта от температуры [34], в свою очередь, может быть использована при изотопной геотермометрии. В табл. 5 по наблюдаемому изотопному эффекту рассчитаны температуры диспропорционирования изотопов серы между ее окисленными и восстановленными соединениями для некоторых глубинных терм типа II или их охлажденных и отчасти нейтрализованных дериватов, а также для исследованных вулканов в среднем и вершинной фумаролы вулкана Иван Грозный. Эти температуры не могут свидетельствовать об истинной температуре питающего резервуара термальных вод, а указывают лишь на температурные ус-

ловия некоторого промежуточного источника сульфатной и сульфидной серы, где они находились в химическом и изотопном равновесии [12]. Предположив, что определенная по изотопному эффекту температура действительно соответствует истинной температуре питающего бассейна термальных вод на глубине, мы будем вправе полагать, что там установились химические равновесия раствора с кварцем и полевыми шпатами.

В связи с этим в табл. 5 для сравнения приведены температуры по кварцевому и Na—K—Са-геотермометрам для тех же термальных источников. Отсюда видно, что определения температуры существенно не соответствуют друг другу. Истинная температура питающего резервуара, по-видимому, более надежно определяется по кварцевому геотермометру, а присутствующие при этом в глубинном растворе соединения серы отражают температуру более глубоких горизонтов — температуру диспропорционирования изотопов в промежуточном питающем источнике. Следует заметить, что приведенные изотопные температуры по минеральным парам в скважинах, пробуренных на склоне вулкана Менделеева, изменяются от 235—260 °С в верхних частях разреза до 330—490 °С — в нижних. Это свидетельствует об изменении изотопного эффекта по мере миграции и охлаждения флюида, но, как это показано выше, не об истинной температуре минералообразования, существовавшей в точках опробования.

Сравнительно широкий разброс изотопного состава серы сульфатов свидетельствует также о существовании процессов смешения вод.

Изотопный состав сульфидной и самородной серы, каждой в отдельности, менее показателен, чем сульфатной. Важно, что обе эти формы сходны по изотопному составу, и это свидетельствует о незначительном участии реакций взаимодействия сульфатной и сульфидной серы при формировании залежей самородной серы. Главной реакцией, ведущей к образованию самородной серы, служит окисление сульфидной серы сероводорода поверхностным кислородом, которое не сопровождается сколько-нибудь значительным разделением изотопов [3, 6].

Обращает на себя внимание сравнительно большой разброс изотопного состава сероводородной серы в приповерхностных сульфатных термах III типа и связанных с ним парогазовых струях. Общая закономерность проявляется здесь в том, что сульфидная сера "сухих" фумарол вершинных частей вулканов оказывается систематически обогащенной тяжелым изотопом. Так, $\delta^{34}\text{S}$ сероводорода вершинной фумаролы вулкана Баранского составляет 7,9‰, в "кратере" Мачеха — 2,6 и 8,0, Ивана Грозного — 2,6‰, а сульфидная сера всех остальных фумарол или растворенная в воде сера сравнительно обогащена легким изотопом. Скорее всего, это является следствием того, что сероводород из глубинного источника в одном случае поступает к поверхности, минуя процесс растворения в горизонтах воды, по "сухим" каналам (вершинные фумаролы), а в другом — сначала растворяется в водоносных горизонтах, затем вновь отделяется от раствора после соответствующего увеличения изотопного эффекта по мере понижения температуры с соответствующим облегчением изотопного состава сероводородной серы.

Наличие двух типов изотопного состава серы с соответствующими максимумами хорошо видно на диаграмме (см. рис. 6, б) для вулкана Баранского. Этим двум типам сульфидной серы соответствуют разные тем-

пературы изотопного фракционирования "сульфид-сульфат" (см. табл. 5). Это в общем подтверждает существование двух главных путей движения флюидов к поверхности: один из них практически прямой, обеспечивающий действие "сухих" вершинных фумарол, когда освободившийся из промежуточного магматического очага флюид достигает поверхности максимально быстро без существенного растворения газов по пути движения и без соответствующего фракционирования изотопов при понижении температуры, а другой путь — растворение и барботирование газов в Cl-Na -термах регионального типа и формирование $\text{SO}_4\text{-Cl}$ -терм с соответствующим дополнительным изотопным фракционированием серы между сульфатом и сульфидом при понижении температуры. Весьма характерно, что на вулкане Баранского двум максимумам распределения изотопного состава сульфидной серы отвечают два максимума состава самородной серы, являющиеся дополнительным свидетельством преобладания реакции окисления сероводорода в образовании самородной серы.

В отличие от вулкана Баранского флюиды вулканов Головнина и Менделеева не дают таких же двойных максимумов распределения изотопного состава восстановленных соединений серы. В случае вулкана Менделеева это объясняется полным закупориванием центрального магматического канала, по которому могли бы поступать к поверхности глубинные высокотемпературные "сухие" флюиды, а также сравнительно большим возрастом последнего извержения кислой магмы, определяемым по полному остыванию вершинного экструзивного купола, и соответственно меньшей температурой изотопного фракционирования серы (см. табл. 5) в целом для вулкана.

В случае кальдерного вулкана Головнина отсутствия двух максимумов изотопного состава серы на диаграмме не может быть объяснено теми же причинами, что и для вулкана Менделеева, так как последние дацитовые извержения на вулкане несомненно по возрасту сопоставимы с извержениями на вулкане Баранского. Скорее всего, эта причина кроется в создании совершенно иной гидрогеологической обстановки, когда создаются условия широкого барботирования вулканических газов через водоносные горизонты терм регионального типа или поверхностных вод (за исключением флюидов, проходящих трещины в самих дацитовых интрузивах, минуя сильно обводненную толщу рыхлых кальдерных отложений). Однако однозначного объяснения различий в распределении изотопного состава восстановленной серы рассматриваемых объектов пока дать невозможно.

Определенная интерпретация распределения изотопного состава серы затрудняется, а может быть, и объясняется тем, что в отличие от вулканов Менделеева и Головнина в газах вулкана Баранского, в том числе газах, выделяющихся из ультракислых $\text{SO}_4\text{-Cl}$ -вод (ист. 8-1,2), присутствуют в заметном количестве H_2 и CH_4 [11]. Вместе с данными С.Д. Малинина и Н.И. Хитарова [19], а также И.Б. Дьячковой и И.Л. Ходаковского [8] это свидетельствует о несомненном развитии процесса редукции сульфатов в гидротермальных условиях и возможности генерации значительного количества H_2S в термальных водах, а также о наличии двух главных источников H_2S -магмы промежуточного магматического очага и сульфата термальных вод.

Изотопный состав стронция

Проведенный Д.З. Журавлевым изотопный анализ стронция термальных вод и вмещающих пород для центральной части о-ва Итуруп показал, что в общем термы Южных Курильских островов сходны с термами Камчатки, охарактеризованными в работах В.Д. Пампуры с соавторами [25, 26], и другими термами островных дуг и океанических островов. Вместе с тем имеются и свои особенности.

Вмещающие четвертичные эффузивы Итурупа характеризуются отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ около 0,7032 (рис. 7), тогда как породы неогенового

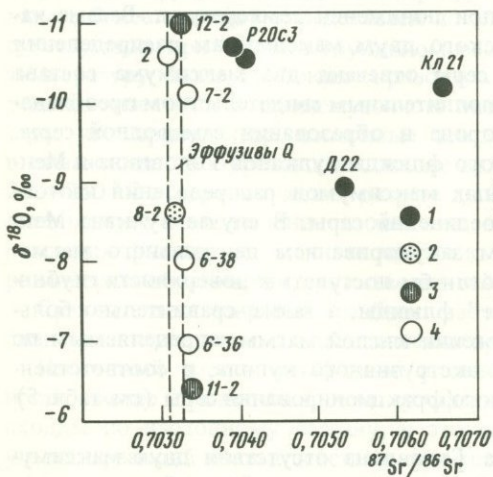


Рис. 7. Соотношение изотопного состава кислорода и стронция в термах разных типов, определения соответственно А.Д. Есикова и Д.З. Журавлева

1-4 — I-IV типы соответственно

фундамента характеризуются повышенным стронциевым отношением (до 0,716 по устному сообщению Д.З. Журавлева). Для термальных вод главная особенность изотопного состава стронция заключается в существовании двух типов распределения, к одному из которых относятся термы дальней периферии вулканов (Cl-Na-термы регионального типа) с повышенным изотопным отношением стронция, а к другому — все остальные термы, пространственно тяготеющие к четвертичным вулканам, куда входят II-IV генетические типы терм.

Таким образом, изотопный состав стронция определенно свидетельствует об унаследовании его термальными водами из окружающих пород. Заимствование стронция из интерстиционных морских вод с $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7095$ для терм регионального типа тоже не исключается.

В гидротермально измененных породах района вулкана Баранского (опалиты, каолинит-монтмориллонитовые глины) и некоторых исследованных минералах (барит р. Кипящей) изотопное отношение стронция в точности соответствует исходным неизменным эффузивам и развитым здесь термальным водам.

Таким образом, вышеизложенные данные по изотопии ряда химических элементов согласуются с общей генетической концепцией выделения типов терм, и лишь по изотопным данным, без химического анализа, можно в основном правильно определить генетический тип термопроявления (табл. 6).

Таблица 6

Соотношения изотопных характеристик термальных вод о-ва Итуруп

Тип термы	III	II	IV	I
Название термы	SO ₄ ²⁻ -термы	SO ₄ ²⁻ -Cl-термы	SO ₄ -Cl-Na-Ca-термы	Cl-Na-термы
pH	2-6	1-2	5-7	6-8
Отклонения от линии Крейга $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$	Возможны существенные			
$\delta^{87}\text{Sr}/\delta^{86}\text{Sr}$	~ 0,7032	Без существенных отклонений		> 0,7040
$\delta^{34}\text{S}$ сульфатной серы, ‰	0-10	10-20		

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ЛОКАЛИЗАЦИИ ГИДРОТЕРМ

Термальные воды областей современного вулканизма и, в частности, термы островных дуг некоторые исследователи называют вулканогенными, или магматогенными, считая, что и вода и содержащиеся в ней растворенные компоненты основным источником имеют магму. Многие исследователи полагают, что вулканогенные щелочно-хлоридные флюиды первичные и дают начало всем типам развитых в вулканических районах термальных вод в результате дифференциации магматических эманаций при их подъеме, растворении и остывании растворов. Они резко выступают против разделения вод вулканических областей на вулканогенные и невулканогенные, как это делается в работах В.В. Иванова, В.И. Кононова [16], анализируя обширную литературу по термам вулканических областей, справедливо делает вывод, что источником воды и содержащихся в ней компонентов и газов являются атмосфера, океан, земная кора и мантия.

Источники вещества

Точки зрения на источники гидротермальных флюидов противоречивы. Пользуясь различными методами и критериями, одним и тем же объектам приписывают разное происхождение. Например, Озава с соавторами [32] считают, что состав современных гидротерм определяется поступлением кислого флюида из глубинного магматического очага и последующей нейтрализацией его при реакциях с вмещающими породами. Такие же термы ряда районов Японии другие исследователи определяют как смешанные морского и магматического происхождения [35].

Теоретически рассматривая процесс генерации известково-щелочных магм и сопровождающих их флюидов, К.У. Бернэм [1] показал достаточность для этого частичного плавления толеитового базальта океанической плиты без участия океанических осадков и содержащейся в осадках погребенной морской воды. Таким образом, летучие компоненты известково-

щелочной магмы наследуются из состава базальта. Вовлеченная в зону плавления вода по изотопному составу будет уравновешена с кислородом силикатной фазы, и при кристаллизации андезитовых пород будет выделяться так называемая "магматическая" вода. Однако изотопный состав термальных вод Японии соответствует различным моделям смешения метеоритных и морских вод [35], что справедливо и для многих других терм.

В.И. Кононов и Р.И. Ткаченко, рассматривая выделенный ими особый "береговой" тип терм, к которым они относят и термы Горячего Пляжа на о-ве Кунашир, полагают, что в их составе существенную долю может составлять морская вода, но двухгодичные опытные откачки на одной из скважин Горячего Пляжа, расположенной в нескольких метрах от берега океана, полностью опровергают даже незначительное участие морских вод в этой гидротермальной системе [7], так как минерализация после 2 лет испытаний скважины не только не повысилась, а даже понизилась в 2 раза, катионный и анионный состав раствора почти не изменился, возросло содержание кремния и бора. По изотопным данным А.Д. Есикова с соавторами [9], термы Горячего Пляжа, как и все остальные термы Курильских островов и Камчатки, формируются за счет метеорных вод. Метеорным оказался изотопный состав всех типов горячих источников центральной части о-ва Итуруп, опробованных нами в 1981 и 1983 гг.

Таким образом, можно считать, что если магматическая вода попадает в современные гидротермальные системы, то в ничтожном количестве, не превышающем первых процентов, подавляющее количество воды поступает в недра при инфильтрации метеорных вод и лишь в редких случаях в гидротермальные системы рассматриваемого типа в ограниченном объеме может поступать современная и древняя океаническая вода.

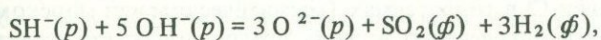
В.И. Кононов [16] считает полученные данные по метеорному происхождению термальных вод, особенно крупных геотермальных систем с высокой температурой в недрах, противоречащими высоким тепловым параметрам этих систем, полагая, что необходимо участие в их составе значительного количества перегретого магматического флюида. Тем не менее, принимая во внимание связь гидротермальных систем со сравнительно неглубоко залегающими очагами тепла (на Южных Курильских островах это промежуточные магматические камеры средней и кислой магмы под кальдерными вулканами) и соответствующую возможность инфильтрации метеорных вод, можно полагать, что нагрев гидротермальных систем происходит в кристаллизующейся или закристаллизованной части субвулканических или гипабиссальных тел. Если даже давление магматического флюида не позволяет инфильтрационным водам вступать в контакт с нагретой кристаллизующейся магмой, то прогрев воды происходит на контакте с нагретыми экзоконтактовыми породами. Не следует считать, что нагрев современных гидротерм обязательно происходит только за счет растворения в инфильтрационных водах магматического высокоминерализованного пара (в этом случае действительно расход магматического флюида должен быть достаточно большим и магматическая вода несомненно должна быть обнаружена изотопными методами), он может идти и за счет контактового нагрева. Кроме того, барботирование газовой фазы, освобождающейся при кристаллизации магмы, через насыщенный

гидротермальный раствор происходит непрерывно в течение всего времени кристаллизации, что обеспечивает продолжение нагрева гидротермальной системы и поддержание в ней высокой температуры в глубоких горизонтах. Ориентировочный расчет требуемого количества горячего газа CO_2 при 200°C для нагревания гидротермальной системы от 25 до 100°C показывает, что для этого нужно 1,3 моля на 1 моль жидкой воды.

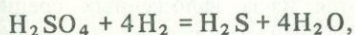
Ясно, что в случае базальтового магматизма и достаточно глубокой генерации магмы без существенной дифференциации в промежуточных магматических камерах создание условий возникновения крупных гидротермальных систем с соответствующими их поверхностными и длительно действующими проявлениями (фумаролы, термальные источники) будет менее вероятным, поскольку образуется строго локализованный канал поступления к поверхности нагретого газа и пара, совпадающий с магматическим каналом, обеспечивающим вулканический процесс, а также потому, что кондуктивная составляющая в нагреве терм будет мала.

Плохо растворимый в магме и в гидротермальном растворе при высокой температуре CO_2 — один из основных компонентов, проходящих как сквозь магму, так и сквозь гидротермальные системы, являясь переносчиком тепла. Учитывая очень небольшое количество карбонатов, которое могло накопиться в коре и осадочном чехле в истории геологического развития островодужных вулканических районов, следует, очевидно, считать источником углерода в CO_2 , как и в CH_4 , глубокие горизонты коры или мантию.

Присутствующий в эманациях из глубоких водоносных горизонтов H_2 составляет в источниках р. Кипящей на о-ве Итуруп около 4 об.% газовой фазы, некоторые исследователи [16] склонны считать по происхождению глубинным газом, присущим участкам Земли с тонкой корой, таким, как, например, участок Срединно-Атлантического рифта в Исландии. Повышенные содержания H_2 в терминах Исландии позволили В.И. Кононову выделить по газовому составу так называемые "водородные" термы. Однако водородсодержащие термы есть и в островодужных зонах, например Арима в Японии, где содержание H_2 достигает 54% (по Накамура и Маеда из [16]), т.е. специфическое происхождение H_2 только в связи с базальтовым рифтовым магматизмом принять нельзя. Помимо глубинного источника H_2 , интересна возможность его совместного с серой отделения при кристаллизации магмы, предполагаемая К.У. Бернэмом [1] по реакции



где p — расплав; ϕ — флюид. В краевой зоне остывающего субвулканического тела андезитовой магмы во флюид в основном отделяется SO_2 и мигрирует в зону пониженных давлений и температур, где вступает в силу реакция гидролиза SO_2 , при которой образуются H_2S и H_2SO_4 в соотношении 1:3. Но при дальнейшем понижении температуры флюида и наличии H_2 имеет место сульфатредукция по реакции



активно протекающая вплоть до температуры 200°C [19] даже при не-

значительном парциальном давлении H_2 . В случае осуществления названных выше реакций во флюиде будет резко возрастать концентрация H_2S , расходуемого частично на осаждение тяжелых металлов из хлоридных комплексов.

По мере понижения температуры и уменьшения скорости сульфатредукции вновь становится возможным сохранение первичной сульфатной серы во флюиде, т.е. возникновение повышенной концентрации сульфатной серы в гидротермальном растворе возможно лишь при достаточно высокой скорости отделения и охлаждения глубинного флюида, что осуществляется при активном участии в его формировании инфильтрационных вод, либо при интенсивной поствулканической деятельности с отделением летучих от магмы. При температуре выше $300^\circ C$ сульфат в растворе практически полностью может восстанавливаться водородом, если миграция или охлаждение флюидов на пути к поверхности происходят недостаточно быстро. Особо следует отметить во флюидах магматического происхождения важную ассоциацию $SO_2 + H_2S$, возникающую в результате вышеприведенной реакции, которая на стадии экструзивного вулканизма определяет формирование сульфатно-хлоридных терм (II типа) за счет их растворения в региональных термах I типа.

Эти процессы, очевидно, могут иметь место в случае развития андезитового вулканизма с образованием промежуточных камер средней и кистой магмы. Вулканическая деятельность с извержением основной магмы с больших глубин ("прямоточная подача магмы") не приведет к образованию насыщенных магматическими эксгаляциями крупных гидротермальных систем, так как это процесс требует времени и не может идти достаточно далеко, если основной расплав подается на поверхность, где и происходит газоотделение во время извержения.

Важнейшим анионным компонентом является Cl, который, как считают большинство исследователей [1,21], обладает сравнительно высокой растворимостью в магме, равной растворимости H_2S . При повышении концентрации воды в расплаве Cl постепенно переходит во флюидную фазу в виде хлоридов металлов в разных соотношениях и концентрациях в зависимости от условий резургентного вскипания расплава и достижения равновесия концентраций суммарного Cl в расплаве и флюиде. Магматическая водная фаза обычной гранодиоритовой магмы, по К.У. Бернэму, содержит первоначально 4,6 – 7,5 мас.% Cl, что эквивалентно 7,4 – 12% NaCl, образующегося в результате реакции гидролиза (или суммы хлоридов в меньших концентрациях).

Если о происхождении Cl в гидротермах (магматическом или морском) мы не можем говорить определенно и лишь предполагаем, что отчасти он попадает в гидротермы с первичным магматическим паром, то о происхождении серы можно судить более точно по изотопным данным, хотя совокупность приведенных выше трех реакций с участием серы, а также многих других реакций при пониженных температурах в поверхностной зоне в значительной мере затрудняет интерпретацию изотопных данных по сере, так как высокотемпературные термодинамические изотопные эффекты практически не фиксируются из-за наложенных средних и низкотемпературных эффектов еще большей амплитуды. Очевидно, об источнике серы можно судить с использованием изотопных данных

лишь в том случае, когда известен изотопный состав ΣS . Однако в подавляющем числе случаев состав ΣS определить невозможно из-за ухода из опробуемой системы одного или нескольких серных компонентов. Главная утечка сульфидной серы происходит в недрах за счет связывания ее в сульфидах, начиная с высокотемпературного осаждения пирротина и пирита совместно с ангидритом в недрах гидротермальной системы и последующего преобладающего осаждения сульфидов по мере миграции флюидов вплоть до поверхности.

В другом случае интерпретация изотопных данных по сере затрудняется наличием более одного источника серы, например совокупности морского и магматического сульфатов в разных соотношениях.

Третьей причиной, затрудняющей выявление источника серы по изотопным данным, можно назвать неопределенность теоретических и экспериментальных данных о процессах в недрах, особенно усугубляющуюся в результате их разнообразия и телескопирования. Имеется в виду, что в зависимости, например, от глубины остывания магмы в промежуточном магматическом очаге, физических характеристик перекрывающих пород, их состава, структуры и взаимоотношений слоев, трещиноватости создаются различные $P-T$ условия отделения флюидов от магмы и их градиенты, разные возможности реализации процессов диспропорционирования двуокиси серы, возможная неустойчивость ее из-за низкого содержания H_2O в магме или из-за низкой фугитивности O_2 либо, наконец, присутствие сероносных слоев на пути горячего флюида (например, в районе источников Мацукава в Японии), которые коренным образом могут повлиять на изотопный состав ΣS .

Таким образом, определение источника серы представляется приближенным в разной мере в зависимости от того, насколько определены и учтены процессы, происходящие в недрах. Рассчитывая количества компонентов вулканических эманаций, ряд исследователей доказывают, что для обеспечения фумарольной и гидротермальной деятельности в том или ином районе необходим существенный привнос магматического материала, в первую очередь серы и фтора [36].

Полагая, что в SO_4-Cl -термах образование сульфата и сероводорода обязано единому источнику и процессу фракционирования изотопов на глубине при повышенной температуре, можно принципиально показать, что таким источником может быть одна лишь сера магматического происхождения [30]. Но приведенный нами ранее расчет изотопного состава ΣS [12] для некоторых вулканов в целом дает доказательство смешанного происхождения серы (как корового, так и мантийного), что, возможно, связано с вовлечением в гидротермальный процесс морского сульфата, погребенного в толще морских отложений неогена.

Еще более трудно определить источник содержащихся в воде катионов. Данные по изотопии стронция, изложенные выше, указывают на магматическое происхождение этого элемента в гидротермальных флюидах и осаждающихся на них минералах. Из этого логически следует вывод о происхождении других щелочноземельных катионов — Ca^{2+} и Mg^{2+} , особенно если принять во внимание данные по изотопному составу Nd и распределению $R3E$ в гидротермах и гидротермальном барите из терм типа II вулкана Баранского [10]. Очевидно также, что в гидротермальных сис-

темах, где идут процессы калишпатизации и пропилитизации, происходит перераспределение K и Na между гидротермами и вмещающими породами, а в области формирования кислых и ультракислых растворов, где идет алунитизация на глубине и аргиллизация и опализация выше, развита тенденция к формированию растворов смешанного катионного состава, хорошо проявленная на треугольных диаграммах (см. рис. 2) с заимствованием катионов из вмещающих пород, тем больше, чем шире проявлены вторичные гидротермальные изменения. При этом глубинные алунитизирующие растворы II типа, вероятно, будут ближе по катионному составу к региональным термам I типа, а катионный состав поверхностных SO_4 -терм практически целиком будет определяться составом разлагаемых магматитов, на что указывает группировка составов на треугольной диаграмме вокруг среднего состава андезита и базальта.

Отсюда вытекает важное следствие: вероятность формирования залежей каолинита из современных и субсовременных гидротерм наиболее высока в области развития поверхностных кислых сульфатных вод III типа, которые выносят практически все щелочные и щелочноземельные катионы из вмещающих пород (за исключением части K, осаждающегося в алуните и ярозите, Ca — в гипсе и Fe — в пирите, если присутствует H_2S).

Связь гидротерм

**с вулcano-тектоническими структурами,
типами и стадиями развития вулканов,
составом пород**

После выхода монографии С.И. Набоко [23] бытует гипотеза стадийного развития гидротермальной деятельности, связанного со сменой состава магматических эманаций во времени от галлоидно-сернисто-углекислых к сернисто-углекислым и далее к углекислым. Развивая эту гипотезу, С.И. Набоко полагает, что термы можно разделить на две основные группы — вулканическую (в основном приповерхностную) и магматогенную (глубинную). Если первые связаны с конкретными вулканами, то вторые находятся вне активных вулканов, например в вулcano-тектонических депрессиях, кальдерах, грабенах и зонах глубинных разломов.

Наиболее изучена эволюция состава магматических эманаций в длительных существующих фумаролах дацитовых куполов типа Усу и Сева-Синган в Японии [31], связанная с уменьшением температуры экструзивов во времени и, как считают некоторые исследователи, с уменьшением количества первичных магматических газов в фумарольных струях. Важнейшей особенностью этой эволюции является уменьшение концентрации SO_2 , H_2 и в меньшей степени HCl, HF и CO_2 при росте доли H_2O и H_2S .

Такая быстрая и отчетливая эволюция состава газов характерна для так называемых "сухих" фумарол, отделяющихся непосредственно из остывающего экструзивного тела, тогда как при наличии условий растворения газов в водоносных горизонтах на разных уровнях, в зависимости от температуры, будет происходить их дифференциация согласно растворимости. Систематических исследований эволюции компонентного состава гидротермальных систем в течение достаточно длительного времени в литературе неизвестно и методически, вероятно, пока это не осуществимо,

поскольку длительность периода систематического опробования гидротерм на разных глубинах должна быть соизмерима с длительностью существования опробуемых систем. В случае изучения фумарольных газов экструзивного купола, подобного Сева-Сингзан, период исследования охватывает почти 20 лет с момента извержения. За это время температура фумарольных струй понизилась от более 800 до почти 500° и ниже. Остывание купола, таким образом, идет быстро, намного быстрее, чем изменяется состав и температура современных гидротерм, более или менее изученных в ряде геотермальных районов мира. Гидротермальные системы существуют многие сотни лет вплоть до сотен тысяч и миллионов лет [28], и длительность изучения эволюции их химического состава и свойств должна быть чрезвычайно большой для того, чтобы заметить какие-либо изменения.

Остается только один методический путь изучения эволюции состава и свойств современных гидротерм — сравнение гидротермальных растворов приблизительно одинаковых по типу проявления вулканической деятельности аппаратов, находящихся на разных стадиях развития. Изученные нами сходные по своему строению вулканы Южных Курильских островов в порядке увеличения длительности времени, прошедшего после последнего экструзивного извержения, располагаются так: Баранского, Менделеева, Руруй. Возраст последних извержений вулкана Головнина, отличающегося от первых трех вулканов типом вулканизма и морфологией, по-видимому, сопоставим с возрастом экструзивного купола вулкана Баранского, но не древнее вершинного купола вулкана Менделеева, что в общем определяется, помимо стратиграфических признаков, по развитию вершинных фумарол, связанных с экструзивными куполами, наличию растительности и другим признакам. На вулкане Руруй явно выраженные молодые экструзивы вообще отсутствуют, последние извержения на нем представлены андезитовыми потоками из вершинного кратера, а вершинный экструзивный купол значительно эродирован и полностью покрыт растительностью, фумаролы в привершинной части отсутствуют. Последние фазы вулканической деятельности на вулканах Тебенькова и Иван Грозный по возрасту соответствуют приблизительно вершинным экструзивным извержениям вулканов Менделеева и Баранского, хотя конус вулкана Тебенькова может быть еще древнее. Экструзивного купола на вулкане Тебенькова вообще нет, как нет на вулканах Тебенькова и Иван Грозный дацитовых извержений, здесь развиты андезитовые и андезито-базальтовые породы. Таким образом, рассматриваемые объекты можно расположить в определенной системе:

- 1) сложные вулканические массивы, прошедшие развитие от кальдеры до дацитового экструзивного купола, венчающего центральный эффузивный конус (вулканы Баранского, Менделеева, Руруй);

- 2) сложные вулканические массивы с кальдерами, последними фазами магматизма которых являются извержения основных эффузивов, в том числе шлаковые голоценовые конусы (вулканы Иван Грозный, Тебенькова);

- 3) изолированные кальдерные вулканы с новейшими дацитовыми экструзивными куполами (вулкан Головнина).

С другими типами вулканических построек (изолированные стратовулканы с основными лавами, отдельные шлаковые конусы) современ-

ные гидротермы прямо не связаны (вулкан Тятя), а термопроявления обычно локализованы в активных кратерах.

Исходя из сопоставления состава гидротерм названных вулканов с типом и составом продуктов вулканизма, можно заключить следующее. Все три типа гидротерм (I–III) проявлены лишь на вулканах с недавними кислыми экструзивами (Баранского, Менделеева, Головнина). На андезитовом вулкане Руруй из них выпадает III тип (сульфатно-хлоридные термы глубинного формирования) и большее значение приобретают горячие хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые гидротермы I типа, помимо которых существуют еще сульфатные термы III типа. На вулканах Тебенькова и Иван Грозный, характеризующихся основными породами последних фаз магматизма (широко развиты андезито-базальтовые шлаковые конусы в обеих кальдерах), развиты либо сухие фумаролы (Иван Грозный), либо только поверхностные сульфатные термы с сопутствующими газовыми струями (Тебенькова), а низкодебитные термы глубинного формирования наблюдаются на дальней периферии этих вулканов с температурой на выходе не более 50°C (Ключевские, Многоозерные и др.).

Выявленная приуроченность $\text{SO}_4\text{—Cl}$ -терм к вулканам с недавними проявлениями кислого экструзивного магматизма, вероятнее всего, связана с двумя причинами: 1) большей концентрацией серы в эманациях кислых магм по сравнению с эманациями основных магм [21, 22]; 2) наличием промежуточного питающего магматического очага гранодиоритовой магмы под вулканами с кислым экструзивным магматизмом, выделенными Г.М. Власовым под названием "вулканов над интрузиями". На основании последнего признака Г.М. Власовым сделан вывод о зависимости набора типов термальных вод и их составов от глубины магматического очага и условий его сообщения с поверхностью. Б.И. Пийп еще в 1937 г. предполагал зависимость состава и свойств гидротерм от кислотности магматизма. Возможно также формирование $\text{SO}_4\text{—Cl}$ -терм в результате гидролиза погребенных в кальдерах залежей самородной серы, но тогда изотопные характеристики сульфатной серы были бы другими, сера была бы сравнительно легкой, поскольку соотношение сероводорода к серной кислоте при гидролизе составляет 1:3, а не утяжелена так, как сера современных терм этого типа или ранее отложенных алунитов.

Все гидротермальные системы Южных Курильских островов так или иначе связаны с вулканами, прошедшими кальдерообразование. Их формирование длительное время происходило в плейстоцене и голоцене. Это относится и к "остывшим" или исчезнувшим гидротермальным системам более ранним, например системе сложно взаимосвязанных типов гидротермально измененных пород в недрах кальдеры или крупной депрессии, существовавшей в районе среднего течения р. Куйбышевки (о-в Итуруп) или в районе мыса Прасолова (о-в Кунашир).

ХАРАКТЕРИСТИКА ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД И СВЯЗЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ С ЧЕТЫРЬМЯ ТИПАМИ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Современные гидротермальные изменения

С глубинными современными термами регионального типа, которые изучены в основном при разведке месторождения Горячий Пляж в районе вулкана Менделеева, циркулирующими преимущественно в породах неогенового фундамента, в участках аномального прогрева около вулканов связаны цеолитизация, хлоритизация, карбонатизация, альбитизация, окварцевание. В участках более интенсивной циркуляции и прогрева этих терм трещинных зон можно наблюдать альбит со слюдой и хлоритом или анальцитом со слюдой, кальцитом и пиритом (скв. 3к, вулкан Баранского). В скважинах, пройденных на вулкане Менделеева, наблюдается определенная смена минеральных ассоциаций по вертикали (например, скв. 35). На нижних горизонтах (на глубине почти 600 м) развиты фации гидротермально измененных пород пропилитового типа, состоящие из слюды, хлорита, в которых пустоты выполнены альбитом и цеолитом, основная масса тонкозернистая, содержатся тонкокристаллический вкрапленный пирит и скопления зерен кальцита. Хорошо проявлена реликтовая обломочная (туфовая—туффитовая) или эффузивная порфировая структура, проявляющаяся вследствие неравномерного распределения вторичных минералов: по плагиоклазу скорее развивается ассоциация с повышенным содержанием слюды с кальцитом и примесями хлорита, иногда альбита, тогда как в основной массе и пустотах чаще преобладает зеленый хлорит различной зернистости и структуры.

В скв. 3к на вулкане Баранского эта зональность проявлена также отчетливо, и совершенно ясно, что главная смена минералов и минеральных ассоциаций связана со сравнительно непроницаемыми покрывками — эффузивами неогена, пласты которых разделяют толщи обломочных сравнительно хорошо проницаемых пород, а также являются разделительными горизонтами разных обстановок минералообразования — состава термальных вод, их температуры и окислительно-восстановительного потенциала. Схематически разрез по скважине можно описать следующим образом (сверху вниз).

Зона циркуляции вод смешанного формирования с повышенным окислительным потенциалом, бурые, грязно-бурые зеленоватые туфы, туффиты с разной размерностью обломков с явно окисленным до гематита и гётита магнетитом, состоящие преимущественно из монтмориллонита ($14 \text{ \AA}$), каолинита, опала с реликтами хлорита и примесью (до 1–3%) кальцита. В породе содержатся также очень мелкие единичные зерна пирита, окруженные бурыми ореолами с гётитом (0–30 м).

Те же разнообломочные туфы, замещенные практически нацело ассоциацией из преобладающего монтмориллонита с реликтами хлорита, единичными зернами пирита, вкрапленники эффузивов замещены почти чистым каолинитом, иногда с кальцитом. Отличительной чертой минеральной ассоциации является обилие (до 20–30%) кальцита, который далее вниз в таком же изобилии прослеживается и затем уменьшается вплоть до первого эскранирующего горизонта лавобрекчий (30–60 м).

Те же туфы и туффиты с преобладанием псаммитовых и псефитовых разностей, практически нацело замещенные минеральной ассоциацией "хлорит—монтмориллонит—кальцит с примесью пирита и прожилками и гнездами диккит-кальцитового состава"; местами в жилках отмечается недиагностированный точно цеолит (60—90 м).

Первый экранирующий горизонт лавобрекчий, на котором при бурении произошел выброс парогазоводяной смеси, выше этого горизонта залегают тонкообломочные слоистые туффиты, в которых наблюдается совершенно другая ассоциация вторичных минералов, прослеживающаяся вплоть до второго экранирующего горизонта лав и лавобрекчий; в этой ассоциации преобладают монтмориллонит, хлорит и кварц, кальцита немного, лишь местами есть пирит, магнетит практически сохранился, лишь в отдельных местах по нему развивается гематит (90—93 м).

Грубообломочные туффиты, глыбовые агломератовые туфы с вторичной ассоциацией минералов, не отличающейся от предыдущего горизонта (93—119 м).

Лавобрекчии с реликтами плагиоклаза, замещенные ассоциацией из хлорита, монтмориллонита, кварца с кальцит-ломонитовыми прожилками, магнетит сохранился свежий (119—140 м).

Грубообломочная брекчия (агломератовый туф), подстилающая экранирующий горизонт, замещена ассоциацией минералов из смешанослойного слюдисто-монтмориллонитового минерала (24 Å, разбухание до 29 Å) и кварца с примесью кальцита, магнетит замещен агрегатом лейкоксена (?) (140—142 м).

Тонкообломочные слоистые туффиты, состоящие из смеси тонкозернистых слюды-монтмориллонита, кварца, цеолита (?) и обилием пирита (до 3—5%); отбор керна здесь прерван по условиям давления и частых выбросов обломков (142—? м).

Псефитовые и псаммитовые туфы и туффиты, замещенные ассоциацией из смешанослойного монтмориллонита-слюды, анальцима с примесью кальцита и пирита, в изобилии прожилки мелкокристаллического анальцита с кальцитом (?—220 м).

Таким образом, в направлении книзу по скважине в порядке появления отмечаются следующие вторичные минералы: каолинит, опал, монтмориллонит, гипс, кальцит, хлорит, кварц, ломонит, слюда-монтмориллонит, анальцим. Пирит является в общем сквозным минералом, прослеживаемым прерывисто, но его обилие наблюдается непосредственно под экранами сравнительно плохо проницаемых пород.

Общая направленность гидротермальных изменений в скважинах, вскрывших натриево-хлоридные термы на Курильских островах, и их зональность, таким образом, аналогичны ранее описанной зональности и типу гидротермальных изменений из скважин, пробуренных в различных районах мира [28]. Смена вторичных алюмосиликатных минералов снизу вверх в общем идет от ассоциации "пренит—эпидот" через зону "цеолиты—альбит—хлорит" до аргиллизитов с преобладанием слюдистой составляющей внизу, монтмориллонитовой — в средней, большей, части и каолинита —верху. Сквозными минералами внизу являются кварц (иногда выпадает из ассоциации с анальцимом), пирит, редко ангидрит (в термах с повышенной примесью сульфатной составляющей из скважины в районах вулкана Мен-

делеева, группы Рейдовских терм), выше — кальцит и пирит, вверху, в зоне монтмориллонита, иногда — гипс.

Для Cl—Na-терм, выходящих на поверхность в виде источников или скважин, характерны осадки арагонит, гейзерит. Нередкость повышенная металлоносность осадков из скважинных вод этого типа.

Другой тип гидротермальных изменений связан с циркуляцией кислых и ультракислых SO_4 —Cl-вод II типа, вскрытых, например, рядом скважин на склоне вулкана Менделеева в районе Верхне-Докторских и Нижне-Менделеевских источников. В трещинно-пластовых зонах циркуляции, пересекаемых скв. 30 и 33 на протяжении порядка нескольких десятков метров, разбурены пирит- и алунитсодержащие породы, состоящие преимущественно из кварца (в том числе реликтового магматического кварца кислых эффузивов неогена), опала и тридимита. В керне можно наблюдать многократное чередование каолинит-монтмориллонитовых пирит- и кальцитсодержащих пород с опал-тридимит-кварцевыми алунит- и пиритсодержащими породами. Последние образуются в центральных частях каналов циркуляции, а алунитизация и окремнение, как можно иногда видеть по взаимоотношениям минералов, наложены на карбонатизацию, монтмориллонитизацию и хлоритизацию.

Чередование кремнистых алунит- и пиритсодержащих пород с кальцитсодержащими пропилитами наблюдалось автором в скв. 4 и 6, пробуренных в верхнем течении р. Отливной (хр. Богатырь, о-в Итуруп).

Таким образом, судя по взаимоотношениям минералов и минеральных зон, можно полагать, что возникновению кислых сульфатно-хлоридных растворов и их циркуляции предшествовали гидротермальные изменения пород пропилитового типа (с отложением кальцита), характерные для процесса воздействия на горные породы субнейтральных и слабощелочных терм I типа. Возможно также, что наблюдаемая нейтрализация сульфатно-хлоридных кислых терм определенным образом связана с наблюдаемыми зональными отношениями между кварц-алунитовыми породами и пропилитами, разделенными промежуточной слюистой зоной (р. Куйбышевка, ручьи Многоозерный, Холодный).

Общая зональность гидротермальных изменений в скв. 30 и 33 имеет тот же характер, что и в скважинах, вскрывших только Cl—Na-термы (скв. 35), т.е. в общем снизу вверх отмечается переход от ассоциации "хлорит-монтмориллонит-слюисто-кварцевой сульфидно-карбонатной с альбитом и цеолитами" до "монтмориллонитовой сульфидной с гипсом" и далее до "опал-каолининовой" ассоциации, но в эту общую зональность "вклиниваются" зоны алунитсодержащих пород с сульфидами, часто отороченные кремнисто-каолининовыми породами, сменяющимися еще далее хлорит-монтмориллонитовыми, часто слабо измененными. При этом существенно монтмориллонитовые породы залегают над верхней алунитовой зоной, а ниже алунитовой зоны, как правило, развиты существенно хлоритовые породы.

Источники SO_4 —Cl-терм, выходящие на поверхность, часто отлагают ярозит (Алехинские, Нижне-Менделеевские и др. [23 и др.]), иногда — барит (источники Тамагава в Японии, Пейто на Тайване, Голубые озера на о-ве Итуруп) и превращают окружающие породы в крепкие опалиты с тридимитом, редко алунитом. В грифонах источников обычна метастабильная сера.

Следует отметить, что в районах распространения сульфатно-хлоридных кислых терм часто встречаются породы с самородной серой, причем ряд авторов считают одной из причин формирования $\text{SO}_4\text{—Cl}$ -терм серы под воздействием горячих Cl—Na -вод [33].

Аналогичный характер гидротермальных изменений горных пород с возможным участием процесса гидролиза самородной серы отмечался в скважинах геотермальной площади Мацукака [28], где вода в скважинах оказалась более нейтральной (рН около 3—4), но и более горячей ($T = 200\text{—}300^\circ\text{C}$), чем в скважинах на вулкане Менделеева.

Сульфатные термы поверхностного формирования (тип III) производят характерные гидротермальные изменения, хорошо изученные на сольфатарных полях в кратерах, кальдерах и на склонах вулканов. Главными минералами здесь являются опал, каолинит (часто галлуазит), которые обычно осаждаются в поверхностных условиях совместно с самородной серой, а немного глубже — с пиритом или марказитом. В ряде случаев можно наблюдать зональность гидротермальных изменений под воздействием кислых сульфатных растворов, выражающуюся в смене (от периферии к центру эффузивных обломков делювия) опаловой корочки с примесью тридимита, местами галлуазита и алунита или гипса, опаловыми породами с каолинитом и глубже — монтмориллонитом с примесью пирита. Широкое развитие алунитизации отмечала С.И. Набоко [23] на гидросульфатарном поле вулкана Кихпиньч. В эродированном и остывшем сольфатарном поле вулкана Буревестник алунит иногда составляет до 30%, однако из сульфатных минералов на поверхности в районах сольфатарных полей больше распространен гипс и, конечно, широкий спектр водорастворимых сульфатных выцветов.

С термами IV типа смешанного состава и формирования связаны, как правило, на поверхности зоны окремнения и отложения арагонита и сульфидов, имеющие много общего с отложениями выходящих на поверхность терм I типа. Эти термы (тип IV) сильно разбавлены, вызываемые ими на поверхности у источников изменения эффузивных пород незначительны. Так, у выхода из трещины одного из источников группы 12 в долине р. Серной (о-в Итуруп) корочка осветления омываемых водой источника эффузивов составляет первые сантиметры. В ней развиты монтмориллонит и опал. Такое слабое изменение обязано субнейтральной реакции раствора и низкой (до 60°C) температуре. В районе источников группы 4, отстоящей недалеко от группы 12, ближе к вулкану и гипсометрически выше, повышается сульфатная составляющая и кислотность, вследствие чего из источников отлагается сера, а прогретые площадки дацитовых агломератовых туфов превращены в галлуазит-монтмориллонитовые глины с опалом. Источники группы 4 по составу больше тяготеют к термам сольфатарного (III) типа, тогда как источники группы 12 ближе к термам I типа. Данные по более глубоким горизонтам проявления смешанных терм пока отсутствуют. Очевидно, область распространения таких терм, так же как и вызываемых ими гидротермальных изменений, невелика либо их взаимодействие с породами характеризуется промежуточными зонами гидротермальных изменений между типичной аргиллизацией (действие кислых приповерхностных терм) и пропилитизацией (действие субнейтральных глубинных терм при повышенных температурах).

Древние гидротермальные изменения

Гидротермальным изменениям пород на Курильских островах, Камчатке, Японии и в других районах развития мезозойского и кайнозойского вулканизма посвящено большое число работ. Здесь авторы ограничиваются лишь сопоставлением сравнительно древних гидротермально измененных пород, широко распространенных на Курильских островах, с гидротермальными изменениями, происходящими под воздействием сегодняшних активных гидротерм.

Наиболее распространены зеленокаменные изменения неогеновых пород (преимущественно миоцена), особенно усиливающиеся в осевых частях вулканических хребтов, где широко развит гипабиссальный или субвулканический магматизм. С гранитоидными интрузивами центральной и южной частей о-ва Уруп, северной части о-ва Кунашир связаны типичные контактовые роговики кварц-эпидотового состава, содержащие жилы кварцевые, кварцево-сульфидные, сульфидные, часто с баритом. Далее в сторону от массивов гранитоидов, а иногда и в их апикальной части распространены адуляр-кварцевые жилы и полевोшпатовые метасоматиты, а еще дальше от гранитоидов и гипсометрически выше распространены толщи алунитсодержащих пород, например алунитопоявления Малое, Шульгинское, Ильинское на Кунашире. Однако прямых данных о связи алунитопоявлений с гранитоидами пока нет, возможно, что алунитизация и окварцевание миоцен-плиоценовых пород алахинской свиты на Кунашире связаны с одновозрастным или более поздним липаритовым наземным и субвулканическим магматизмом. Отсутствие плейстоценовых вулканов в непосредственной близости от этих алунитопоявлений, возможно, одно из свидетельств сравнительно древнего возраста указанных алунитопоявлений.

Помимо общей зональности гидротермальных изменений, связанных с гранитоидными телами, следует отметить наблюдаемые в разных частях Курильских островов взаимоотношения различных фаций гидротермально измененных пород. Так, среди пропилитизированных зеленокаменно измененных пород, состоящих из эпидота, хлорита, кварца, халцедона, кальцита, пирита, альбита, можно наблюдать жилы мощностью до нескольких метров и жильные и метасоматические зоны до нескольких десятков метров, сложенные кварцем, адуляром и сульфидами с повышенной металлоносностью. Такие зоны широко распространены в бассейне рек Серной и Куйбышевки (руч. Извилистый), которые можно рассматривать как основные каналы движения ранее действовавшей здесь гидротермальной системы, связанной с неогеновым, а возможно, и раннеплейстоценовым вулканизмом.

Другой тип гидротермальных изменений, наложенных на пропилитизацию, мы видим в районе серо-алунитопоявлений на ручьях Многоозерном, Холодном в бассейне р. Куйбышевки. Здесь пропилитизированные породы, состоящие из кварца, эпидота, хлорита, пирита, кальцита, альбита с реликтами первичных андезитовых минералов, вдоль трещинных зон замещаются серицитом, алунитом с примесями диаспора, ярозита. В пустотах содержатся вкрапленники и примазки более поздней самородной серы. Сравнение этих взаимоотношений с соотношениями и типами гидротермальных изменений в современных гидротермальных системах Менделеева

и Головнина дает основание считать, что здесь ранее циркулировали кислые сульфатно-хлоридные термы (тип II).

Необходимо отметить также, что рассчитанная В.Д. Пампурой [24] последовательность гидротермальных минералов при отложении из субнейтральных терм типа Брондлендс и других подобных эталонов, включающая формирование алунита на последних стадиях отложения минералов из первично-нейтральных или субщелочных Cl-Na -терм, очевидно, не в полной мере отвечает реальной обстановке, особенно в отношении алунита. Наоборот, алунитобразующие гидротермы после нейтрализации могут превратиться в термы смешанного формирования, с которыми могут быть связаны пропилитовые или аргиллизитовые изменения горных пород [14].

Характерный тип гидротермальных изменений — палагонитизация плейстоценовых основных лав и туфов, отложение которых происходило в море (парусная свита, о-в Итуруп; натальинская свита, о-в Уруп). Эти изменения не настолько глубоки, как пропилитизация, калишпатовый метасоматоз или алунитизация, но затрагивают целые свиты эффузивно-пирокластических основных пород, что позволяет в совокупности с другими геологическими наблюдениями связать это с воздействием морской воды на горячие эффузивы [27].

Наконец, еще один тип гидротермальных изменений связан с погребенными вулканами, образующимися в четвертичных вулканических хребтах, один из которых ранее при разведке серного месторождения Нового был хорошо изучен. Здесь вскрыты разнообразные фации гидротермально измененных близ поверхности пород, которые затем были существенно метаморфизованы в глубинных условиях. Первичным изменением является воздействие на породы поверхностных сульфатных вод III типа, при котором были отложены каолинит-опаловые с самородной серой залежи, приуроченные к 250-метровой пачке вулканогенно-осадочных пород, объединяемых нами в фацию кальдерных отложений, которые затем были погребены под мощной толщей андезитовых и андезито-базальтовых лав и туфов и впоследствии метаморфизованы при повышенных температурах, связанных с воздействием поздних гидротерм (тип II). При этом наиболее характерны для серных руд вторичная алунитизация и пиритизация, которые фиксируются также по изотопным данным [4, 12].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В качестве типовых терм Южных Курильских островов по ряду геохимических характеристик и условиям нахождения выделяются четыре генетических типа современных гидротерм: I — субнейтральные и слабощелочные Cl-Na (или $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na-Ca}$)-термы регионального типа глубинного формирования, разгрузка которых связана с тектоническими и вулканотектоническими нарушениями неогеновых пород; II — ультракислые $\text{SO}_4\text{-Cl-Na-(Ca, Mg)}$ -термы собственно вулканогенные глубинного формирования, разгрузка которых связана с горизонтами проницаемых пород в недрах и у подножия вулканов, где проявлена голоценовая или позднплейстоценовая фаза экструзивного дацитового магматизма, в них иногда присутствуют повышенные концентрации Al и Fe; III — кислые и субнейтральные $\text{SO}_4\text{-Cg-Mg-Na}$ -термы (иногда с повышенной концентрацией

Al и Fe) поверхностного формирования, возникающие главным образом в результате вскипания и дегазации терм II типа в районе выходов парогазовых струй; IV — субнейтральные $\text{SO}_4\text{—Cl}$ (или Cl—SO_4)—Na—Ca—(Mg)-термы смешанного формирования, образующиеся при нейтрализации и окислении терм I и II типов по мере их подъема к поверхности или при смешении глубинных (I, II) и поверхностных (III) пресных вод.

В совокупности изотопные данные по D/H, O, S, Sr позволяют в основном определить тип терм без использования химического анализа.

Выделенным типам терм соответствуют характерные гидротермальные изменения и рудная минерализация на глубине и на поверхности.

Термы I типа на глубине вызывают широкие пропилитовые изменения и цеолитизацию, а в зонах повышенных температур образуют кварцево-полевошпатовые жилы и зоны замещения вдоль трещин. На поверхности эти термы отлагают гейзерит, иногда арагонит. В приповерхностных условиях они окисляются, смешиваются с поверхностными кислыми термами, что приводит к аргиллизации пород.

Термы II типа приводят главным образом к алунитизации и пиритизации с окремнением на глубине, а на поверхности в зоне пониженных температуры и pH — к отложению ярозита, барита, редко гипса, а также слабо окристаллизованного кремнезема. Часто на выходах источников отлагается метастабильная сера. По периферии выходов этих терм отмечается аргиллизация или серицитизация с постепенным переходом к пропилитизированным или слабо измененным породам. Часто алунитизация накладывается на пропилитизацию.

Термы III типа преобразуют на поверхности породы в аргиллизиты существенно каолинитового или галлуазитового состава с опалом и пиритом или в опалиты, которые часто содержат самородную серу.

Термы IV типа вызывают на поверхности незначительные изменения и чем сильнее разлагают породы вплоть до аргиллизитов монтмориллонит-галлуазитового состава, тем ближе их родство с термами III типа. Эти термы иногда отлагают на выходе гипс и кальцит, если они ближе по геохимическим признакам к термам I типа.

Выявленные закономерности пространственного распределения терм разного типа позволяют прогнозировать участки возможного образования крупных месторождений термальных вод. Они приурочены к активным вулканам с проявленной голоценовой фазой кислого экстрезивного вулканизма, в том числе калдерным вулканам. По направлению к таким экстрезивным телам (по направлению к центрам вулканов) увеличивается температура и уровень нахождения подогретых над промежуточной магматической камерой субнейтральных региональных терм, которые в местах непосредственного растворения магматических эманаций превращаются в ультракислые сульфатно-хлоридные термы. Выходы на поверхность смешанных по химизму терм IV типа по ближней периферии указанных вулканических аппаратов являются прямыми поисковыми признаками на месторождения термальных вод, что подтвердилось при бурении первых скважин у подножия конуса вулкана Баранского.

1. Бэрнзм К.У. Магмы и гидротермальные флюиды//Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 71–121.
2. Виноградов В.И. Изотопный состав серы в термопроявлениях Камчатки и Курильских островов и его генетическое значение//Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе. М.: Наука, 1970. С. 258–271.
3. Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980. 192 с.
4. Виноградов В.И., Знаменский В.С. Изотопный состав серы и генезис месторождения Новое//Геохимия и минералогия серы. М.: Наука, 1972. С. 259–266.
5. Вулканизм Большой Курильской дуги/Сост. В.М. Дуничев. М.: Недра, 1983. 120 с.
6. Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974. 274 с.
7. Дуничев В.М. Вопросы генезиса гидротерм вулкана Менделеева на о. Кунашир (Курильские острова)//Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974. С. 46–51.
8. Дьячкова И.Б., Ходаковский И.Л. Термодинамические равновесия в системах $S-H_2O$, $Se-H_2O$, $Te-H_2O$, в интервале температур 25–350°С и их геохимическая интерпретация//Геохимия. 1968. № 11. С. 1358–1375.
9. Есиков А.Д., Чешко А.Л., Визгалина Н.Е. Изотопный состав вод гидротермальных систем Курило-Камчатского региона // Тез. докл. X Всесоюз. симпози. по стабильным изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1984. С. 61.
10. Знаменский В.С., Диков Ю.П., Дмитриева М.Т. и др. Состав, структура, генезис барита с речки Кипящей (вулкан Баранского, о. Итуруп, Курильские острова)//Барит. М.: Наука, 1986. С. 45–64.
11. Знаменский В.С., Никитина И.Б. Гидротермы центральной части о. Итуруп (Курильские острова)//Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 44–65.
12. Знаменский В.С., Носик Л.П. Изотопный состав серы и генезис вулканогенных серных месторождений (Южные Курильские острова)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 120–136.
13. Зотов А.В. Ярозит в осадках термальных вод о. Кунашир//Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970. С. 186–187.
14. Зотов А.В., Ткаченко Р.И. Алехинские источники на о. Кунашир как пример образования "щелочных гидротерм путем нейтрализации первичных кислых растворов//Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974. С. 52–57.
15. Иванов В.В. Основные геологические условия и геохимические процессы формирования термальных вод областей современного вулканизма//Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР. 1961. Вып. 19. С. 53–68.
16. Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. М.: Наука, 1983. 215 с.
17. Лебедев Л.М., Никитина И.Б. Особенности состава и металлоносность гидротерм аппаратов вулканов (на примере вулканов Менделеева и Головинина)//Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1977. С. 5–25.
18. Лебедев Л.М., Зотов А.В., Никитина И.Б. и др. Современные процессы минералообразования на вулкане Менделеева (о-в Кунашир). М.: Наука, 1980. 176 с.
19. Малинин С.Д., Хитаров Н.И. К восстановлению сульфатной формы серы сероводородом в гидротермальных условиях//Геохимия. 1969. № 11. С. 1312–1317.
20. Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Гидротермы Курильских островов. М.: Наука, 1977. 212 с.
21. Мацуо С. О происхождении вулканических газов//Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965. С. 61–77.
22. Меняйлов И.А. Вулканические газы на различных стадиях вулканической активности//Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1977. С. 126–140.
23. Набоко С.И. Вулканические эксталяции и продукты их реакций//Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР. 1959. Вып. 16. 304 с.
24. Пампура В.Д. Физико-химическая модель процесса гидротермальных изменений пород в областях современного вулканизма//Физико-химические модели петрогенеза и рудообразования. Новосибирск: Наука, 1984. С. 72–84.

25. Пампура В.Д., Плюснин Г.С., Сандимирова Г.П. Изотопный состав стронция современных гидротерм Камчатки//Геохимия, 1977. № 7. С. 1087–1091.
26. Пампура В.Д., Плюснин Г.С., Сандимирова Г.П. Геохимия и изотопный состав стронция минералообразующих растворов Паужетской гидротермальной системы (Южная Камчатка)// Геохимия. 1980. № 1. С. 122–135.
27. Пискунов Б.Н. Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокооглиноземистой серии (на примере островов Уруп и Симушир). Новосибирск: Наука, 1975. 187 с.
28. Эллис А. Джеймс. Исследованные гидротермальные системы//Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 497–534.
29. Giggenbach W.F. Geothermal gas equilibria//Geochim. et cosmochim. acta. 1980. Vol. 44, № 12. P. 2021–2032.
30. Kiyosu Y., Kurahashi M. Origin of sulfur species in acid sulphate-chloride thermal waters, Northeastern Japan//Ibid. 1983. Vol. 47, № 7. P. 1237–1245.
31. Mizutani Y., Sugiura T. Variations in chemical and isotopic compositions of fumarolic gases from Showashinzan volcano, Hokkaido, Japan//Geochem. J. 1982. Vol. 16, № 2. P. 63–71.
32. Ozawa T., Nagashima S., Iwasaki I. Geochemical studies for geothermal activity on Onikobe basin//Bull. Volcanol. 1980. Vol. 43, № 1. P. 217–223.
33. Robinson B.W. Sulphur isotope equilibrium during sulphur hydrolysis at high temperatures//Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 18, № 3. P. 443–450.
34. Sakai H. Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal processes//Geochem. J. 1968. Vol. 2, № 1. P. 29–49.
35. Sakai H., Matsubaya O. Stable isotope studies of Japanese geothermal systems//Geothermics. 1977. Vol. 5, № 1/4. P. 97–124.
36. Yoshida M., Ozawa T. Amount of some chemical components discharged from Satsuma-Iwo-Jima volcano in relation to their feeding sources//Bull. Volcanol. Soc. Japan. 1981. Vol. 26, № 1. P. 25–34.

УДК 553.535; 551.217.24

В.В. НАСЕДКИН, Т.Н. СОЛОВЬЕВА, В.Д. ШЕВЧУК

КОМПЛЕКСНОЕ ПАРАТУНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ШЛАКА И ПЕРЛИТА НА КАМЧАТКЕ

Паратунское месторождение является относительно не часто встречающимся объектом, когда в пределах одной вулканической структуры локализируются весьма крупные, имеющие промышленное значение тела кислых вулканических стекол-перлитов и базальтовых стекол-вулканических шлаков.

Кислый вулканизм на Камчатке связан с определенными этапами геологического развития этого региона. Наиболее интенсивные вспышки кислого вулканизма приходятся на миоцен, раннечетвертичный и позднечетвертичный периоды [1, 2, 13–15]. Способы проявления кислого вулканизма разнообразны: в виде мощной эксплозивной деятельности, относительно спокойных излияний, но чаще в виде экструзии. В результате экструзии образуются своеобразные вулканические постройки. Обычно они имеют форму куполов различных размеров, обелисковидных образований или некков.

В большинстве известных классификаций вулканических тел рассматриваются различные по морфологии экструзивные купола [3, 4, 7–9, 15] и

сравнительно мало или совсем не уделяется внимания трещинным экструзиям. Вместе с тем в сложных вулканических структурах трещинные или линейные экструзивные тела встречаются довольно часто [7, 10].

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Паратунское месторождение вулканического шлака и перлита находится в среднем течении р. Паратунки, в 18 км от пос. Паратунка (ранее [1, 2, 9, 10] этот массив описывался под именем горы Бархатной).

Район Паратунского экструзива приурочен к зоне поднятия северо-западного простираения, которое протягивается от побережья Тихого океана к югу от Авачинской бухты до р. Быстрой на западе Камчатки. Поднятие имеет общую ширину около 30–40 км и разделяет грабен-синклиналь Юго-Восточной Камчатки на две части. По вертикали поднятие состоит из двух ярусов дочетвертичных пород: нижнего и верхнего.

Нижний структурный ярус образован породами олигоцен-нижнемиоценового возраста (вилючинская и паратунская свиты по схеме С.Е. Апрелькова). Разрез состоит из дислоцированных осадочных и осадочно-вулканогенных пород, среди которых встречаются интрузии диоритов. Выходы пород этого структурного яруса приурочены к горстовым блокам.

Верхний структурный ярус образован вулканическими породами миоцен-плиоценового, возможно, нижнечетвертичного возраста. Нижняя часть разреза состоит из кислых и средних туфов, а также андезитов и андезито-базальтов. Пирокластические породы присутствуют в подчиненном количестве. Породы этой части разреза условно параллелизованы с березовской и алнейской сериями [1]. Выше залегают андезиты и андезито-базальты, образующие крупные щитообразные вулканические постройки или отдельные относительно небольшие экструзивы.

Новейшие четвертичные образования в полосе рассматриваемого поднятия представлены двумя типами пород: а) древними грубокластическими рыхлыми отложениями, которые выполняют грабены, наложенные на породы верхнего структурного яруса; б) молодыми вулканическими породами, которые образуют экструзивные риолитовые и перлитовые купола, а также базальтовые шлаковые конусы и потоки. Форма кислых экструзивов хорошо сохраняется. Они образовались либо в плиоцен-четвертичное время [12], либо в среднеплейстоценовое–верхнечетвертичное [11, 14].

Вулканический район, в который входит Паратунская трещинная экструзия, расположен на участке поднятия, где оно пересекается разломом меридионального простираения (грабен р. Паратунки) и разломом северо-западного простираения (руч. Правый Тополовый). В районе также известны дуговая риолитовая и перлитовая экструзия и несколько базальтовых шлаковых конусов. Наиболее крупный из них, гора Бархатная, расположен непосредственно на друге кислой экструзии (рис. 1). Риолитовый массив прорывает более древние вулканические породы, представленные главным образом андезитами. Среди андезитов в виде редких тел встречаются дациты. На юге андезиты образуют столбообразную останцовую возвышенность с крутыми склонами высотой до 900 м и в поперечнике до 1 км. В нижней части разреза этого останца преобладают туфы, туфопесчаники

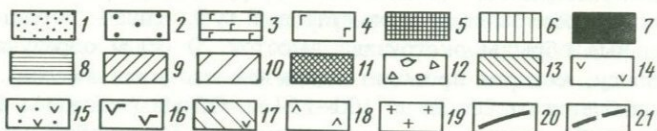
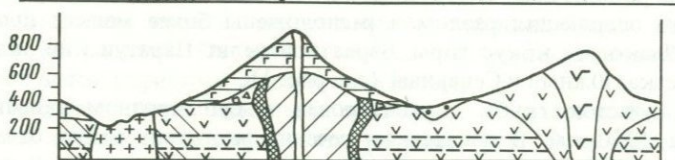
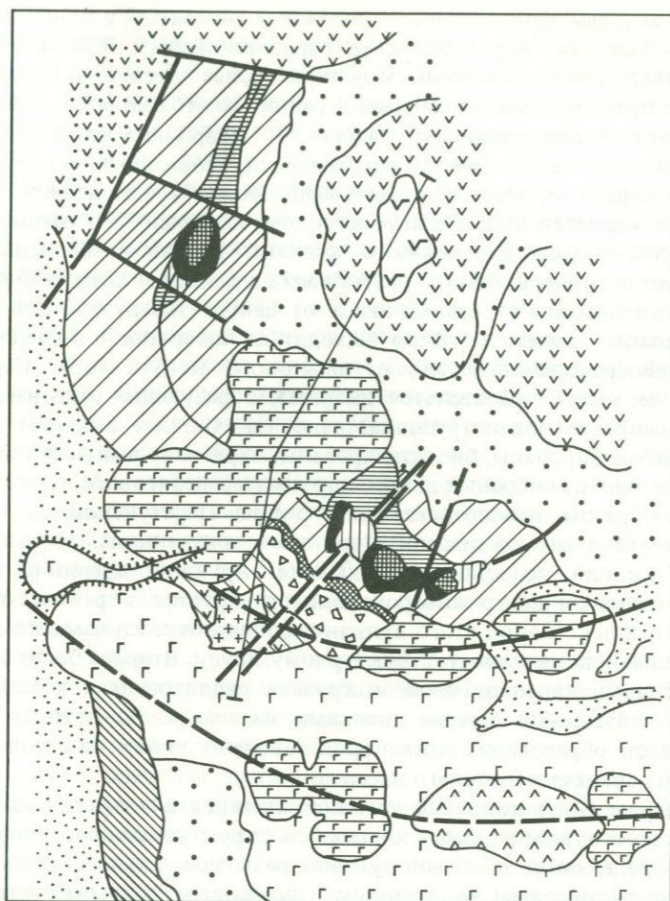


Рис. 1. Геологическая карта Паратунского месторождения вулканического шлака и перлита

1 — четвертичные отложения; 2 — переотложенный вулканический шлак; 3 — вулканический шлак; 4 — базальт потоков; 5 — пористый и пензовидный перлиты; 6 — окристаллизованный перлит потоков; 7 — обсидиано-перлитовая кластическая порода; 8 — пористый перлит; 9 — литофизовый и флюидальный риолиты; 10 — массивный риолит; 11 — обсидиан-перлитовая брекчия; 12 — агломератовый туф; 13 — кристалло-литокластический туф; 14 — андезит; 15 — андезит и дацит; 16 — андезито-базальт; 17 — ороговикованный андезит; 18 — комплекс андезитовой вулканической постройки; 19 — диорит; разломы: 20 — установленные, 21 — предполагаемые

и туфогравелиты, чередующиеся с потоками андезитов, в верхней части — андезиты. Залегание пород близко к горизонтальному. Вероятно, останец представляет собой фрагмент крупного более древнего андезитового вулкана с предполагаемым центром в районе оз. Тополового, расположенного южнее рассматриваемого участка. В северо-восточной части района выделяются еще две возвышенности, состоящие из андезитов. Залегание андезитов здесь не совсем ясно. Можно предположить, что одна из вершин является андезитовым куполом, который был расположен на склоне упомянутого андезитового вулкана. Вторая возвышенность характеризуется горизонтальным залеганием андезитов и представляет собой эффузивные потоки, ответвляющиеся от центра экструзива или вулкана оз. Тополового. Андезиты также выходят на поверхность в средней части района, непосредственно к югу от шлакового конуса горы Бархатной. На этом же участке обнажаются диориты, образующие относительно небольшое неправильное интрузивное тело. На контакте с диоритами андезиты амфиболизированы, биотитизированы, пиритизированы. Эта интрузия, возможно, один из побочных центров древнего андезитового вулкана.

Таким образом, непосредственно в районе Паратунской экструзии и горы Бархатной можно выделить два этапа вулканизма. Первый, относительно древний, представлен реликтами крупной щитообразной постройки, основной центр которой реконструируется в районе оз. Тополового. Комплекс пород этого вулкана условно отнесен нами ко второму среднемиocen-плиоценовому структурному ярусу. Второй, более молодой, комплекс представлен дуговой экструзией риолитов и шлаковыми конусами и связанными с ними потоками базальтов. Возможный возрастной диапазон образования этих пород довольно широк: от среднего плейстоцена до верхнечетвертичного времени.

Рассмотрим более подробно условия залегания и вещественный состав пород второго вулканического комплекса. Структурные особенности этого участка определяются системой дуговых разломов. Главный разлом контролируется риолитовым экструзивом и шлаковым конусом горы Бархатной. Вдоль оперяющих разломов расположены более мелкие шлаковые конусы. Шлаковый конус горы Бархатной делит Паратунский экструзив на два участка: Южный и Северный (см. рис. 1).

Южный участок грубо ориентирован в субширотном направлении. Его длина 1350 м. В поперечном сечении экструзив имеет отчетливое асимметричное строение: южный склон крутой, северный — пологий. В основании разреза залегает агломератовый туф, выше — породы экструзива. Скальные обрывы экструзива высотой 20–30 м образуют прерывистую полосу, которая проходит вдоль южного края массива. Ширина полосы колеблется от 20–30 до 100–150 м. Обрывы сложены брекчией, состоящей из обломков и стекловатого цемента. Среди обломков, кроме черного обсидианоподобного стекла и риолита, присутствуют обломки диоритов, андезитов и измененных андезито-базальтов. В верхней части зоны, ближе к контакту с риолитом, встречаются довольно крупные обломки перлита и линзы обсидиана. Цементирующая масса представлена перлитом.

Выше вулканической брекчии залегают риолиты, среди которых выделяются относительно массивные, грубополосчатые, флюидалные и пористые

разновидности. Массивные и грубополосчатые риолиты составляют большую часть экструзива. Флюидалные риолиты образуют полосы в массивном риолите длиной до 200—300 м и шириной 20—30 м, а также вулканические тела в виде потоков, залегающие на северном пологом склоне. Пористые риолиты наиболее часто встречаются в верхней части вулканических тел.

Южный участок разбит трещинами северо-восточного простирания на три блока: западный, центральный и восточный. Зона брекчий, развитых на контакте экструзива ступом, наиболее четко проявлена в центральном блоке. Блоки имеют неодинаковое строение. Вершины центрального и восточного блоков представляют собой самостоятельные экструзивные купола, более поздние по отношению к главному экструзиву Южного участка. В строении куполов наблюдается четкая вертикальная зональность. В их основании залегают мелкодробленные обсидиано-перлитовые породы, названные нами обсидиано-перлитовыми кластитам, или гиалокластитам. Для кластитов характерны своеобразные конусовидные формы выветривания. Мощность гиалокластитов 50—60 м. Выше залегают относительно слабопористые перлиты мощностью до 50 м, среди которых встречаются пористые разновидности мощностью около 50 м.

От экструзивных куполов центрального и восточного блоков отходят потоки протяженностью до 300—500 м и мощностью около 40—50 м. Потоки состоят из окристаллизованного перлита с относительно высоким содержанием кристаллической фазы.

Участок к северу от горы Бархатной, так же как и Южный участок, приурочен к главной тектонической зоне. В плане он имеет вид слабоизогнутой дуги субмеридионального простирания. Северный участок представляет собой хребет с обрывистым западным склоном. Хребет полого понижается в северном направлении от горы Бархатной. Примерно в его средней части расположена резко возвышающаяся вершина. Основная часть хребта состоит из риолита. Вершина имеет более сложное строение и, так же как центральный и восточный блоки на Южном участке, представляет собой самостоятельный экструзив. На Северном участке также можно выделить южный, центральный и северный блоки. Южный блок состоит из риолита. От него в южном направлении ответвляется небольшой поток пористого риолита со стеклом.

Центральный блок несколько отличается от южного блока. Нижняя его часть состоит из литофизового риолита (рис. 2) мощностью около 300 м. Выше литофизового риолита залегает стеклосодержащий риолит мощностью от 10 до 15 м. Содержание стекла в этой зоне возрастает с 10% в ее нижней части до 20—30 и даже 50% в верхней. Выше стеклосодержащего риолита залегают обсидиано-перлитовые кластиты, аналогичные кластитам Южного участка. Мощность этой зоны колеблется от 20 до 30—40 м. Выше гиалокластитов расположены перлитовые породы, образующие верхнюю зону экструзии мощностью до 40—50 м. По вертикали зона неоднородна. В ее нижней части залегают перлиты с примесью обсидианоподобного стекла, или слабогидратированные перлиты. Ядра обсидианоподобного стекла придают породе зернистый облик. Вверх по разрезу количество ядер уменьшается, а пористого перлита возрастает. Верхние 10—15 м этой зоны состоят целиком из пористого перлита.

Северный блок Северного участка состоит из флюидалного риолита

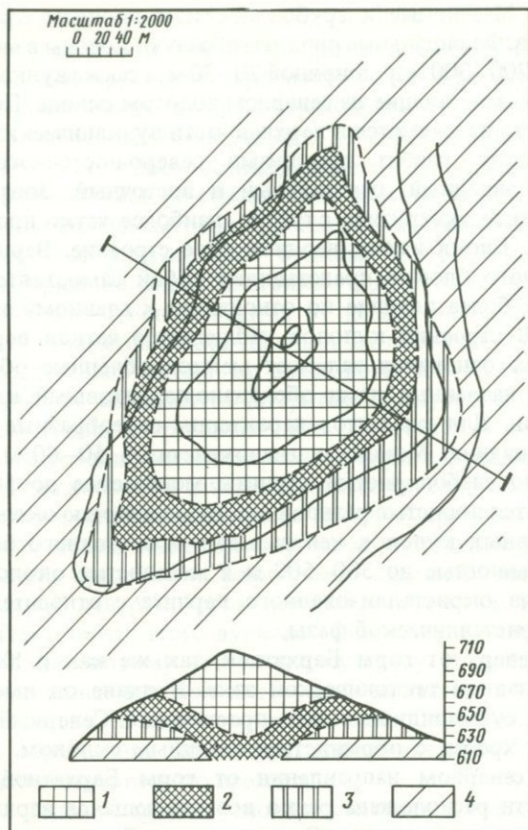


Рис. 2. Геологическая карта Северного участка месторождения

1 — пористый и зернистый перлит; 2 — обсидиано-перлит; 3 — перлит с риолитовым веществом (окристаллизованный перлит и стеклосодержащий риолит); 4 — риолит

и из стеклосодержащего риолита. Последний образует гребень хребта с трудно проходимыми скалистыми участками. На севере экструзия риолитов по разлому контактирует с более древними андезитами.

Месторождение перлитов разведывалось и здесь были подсчитаны запасы; для Северного участка утвержденные запасы составляют до 1 млн. м³.

В центральной части риолитового экструзива расположен наиболее крупный шлаковый конус горы Бархатной. Ее абсолютная отметка 870,8 м. Диаметр конуса в основании составляет 1500–1700 м. В структуре вулканического аппарата можно выделить собственно конус и шлейф, спускающийся от центра в западном и восточном направлениях. Мощность шлака в пределах конуса составляет 150–200 м, на шлейфах — 20–50 м. Размер обломков варьирует от 0,3–0,5 до 2–6 см. Преобладают обломки 0,8–2,0 см, составляющие до 60% общего объема шлаков. Шлаки со склонов вулкана и из шлейфов имеют черную окраску. Шлаки красного цвета

встречаются непосредственно в прикратерной зоне. Объемная плотность шлака в куске варьирует от 600 до 800 кг/см³ и не зависит от его окраски.

Южнее горы Бархатной находятся еще четыре шлаковых конуса. Они расположены попарно на дуговых разломах, ориентированных параллельно главному кольцевому разлому (см. рис. 1). Относительная высота конусов 250–300 м. От шлаковых конусов отходят многочисленные базальтовые потоки. Наиболее четко выраженный базальтовый поток длиной до 1300 м ответвляется от шлакового конуса горы Бархатной. Он имеет вид узкого языка шириной до 50 м в основании и 250 м во фронтальной части. Мощность потока составляет 20–30 м. Потоки, ответвляющиеся от других шлаковых конусов, сливаясь, образуют платообразную возвышенность в южной части района.

В настоящее время разведан только северо-восточный фланг месторождения. Подсчитанные запасы шлаков составляют около 9 млн. м³. Мощность шлаков в верхней части конуса значительно превышает мощность принятого для подсчета запасов контура. Таким образом, имеются реальные перспективы для прироста их запасов.

ПЕТРОГРАФИЯ

В пределах данного вулканического массива можно выделить следующие типы вулканических пород: доэкструзивные породы верхнего структурного яруса, кислые породы экструзии и постэкструзивные базальты и шлаки. Рассмотрим петрографию кислых пород экструзива, а также шлаков и базальтов шлаковых конусов.

Перлиты и риолиты

Риолиты образуют главную часть экструзивного тела. Встречается несколько разновидностей с различной структурой основной массы и разными текстурными особенностями (Табл. V, а, б). Для всех разновидностей характерна порфировая структура. Вкрапленники представлены плагиоклазом, кварцем, биотитом, рудным минералом, их содержание в породе варьирует от 15 до 25%.

Наибольшее количество вкрапленников наблюдается в массивном риолите, образующем основание южного участка и относительно пологие склоны Северного участка. Для литофизовых риолитов центрального блока Северного участка и пористых риолитов верхней части экструзии характерно более низкое содержание вкрапленников.

Плагиоклаз пользуется наибольшим распространением, он составляет до 15% объема породы. Плагиоклаз образует призматические кристаллы размером от 1 до 0,2 мм. Кристаллы плагиоклаза имеют зональное строение: состав внутренней зоны — $Ab_{72}An_{25}Or_3$, внешней — $Ab_{79}An_{18}Or_3$ (табл. 1). Плагиоклаз содержит включения основной массы, которые концентрируются главным образом во внешней зоне.

Кварц встречается несколько реже плагиоклаза. Он представлен округлыми часто раздробленными зернами размером от 1 до 2,5 мм.

Биотит образует идиоморфные кристаллы гексагонального габитуса в сечении. Размер кристаллов 0,2–1 мм. Так же как и плагиоклаз, биотит содержит включения основной массы. Формула биотита:

Таблица 1

Химические составы минералов и пород Паратунского экстрезива (в мас.%)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	75,06	77,10	76,64	38,38	60,12	64,62	80,94
TiO ₂	0,12	0,13	Нет	4,69	Нет	Нет	Нет
Al ₂ O ₃	13,17	12,88	12,87	13,79	23,67	21,65	13,10
Fe ₂ O ₃	0,74	0,54	0,43	18,23	0,12	0,13	0,19
FeO	0,25	0,28	—	1,85	—	—	—
MnO	0,08	0,11	0,08	0,98	Не обн.	Не обн.	Не обн.
MgO	0,16	0,28	0,07	12,24	0,05	"	"
CaO	0,99	0,17	0,46	—	5,20	3,77	1,26
Na ₂ O	4,16	3,95	3,74	—	8,15	9,00	4,87
K ₂ O	3,94	4,56	5,03	8,66	1,11	1,16	0,52
H ₂ O	2,23	1,16	—	0,25	—	—	—
F	—	—	—	0,23	—	—	—
Сумма	100,90	101,16	99,32	99,30	98,42	100,33	100,88
Ab	—	—	—	—	71	79	—
An	—	—	—	—	25	18	—
Or	—	—	—	—	4	3	—

Примечание. 1 — пористый перлит, обр. 409; 2 — стекло без вкрапленников, обр. 409; 3 — то же, обр. 83; 4 — биотит, обр. 409; 5 — плагиоклаз внутренней зоны, обр. 409; 6 — плагиоклаз наружной зоны, обр. 409; 7 — сферолит первой генерации, обр. 118. Анализы 1—4 выполнены в ИГЕМ АН СССР, аналитик Л.С. Абрамова, С.И. Вронская, анализы 5—7 — на микроанализаторе С.Е. Борисовским.

$K_{1,6}(Fe_{0,2}^{2+}Mg_{2,7}Mn_{0,1}Fe_{2,0}^{3+}Al_{0,3}^{3+}Ti_{0,5})_{5,8}[Si_{5,9}Al_{2,1}]_8O_{22}(OH, F)_2$. Биотит по своему составу занимает промежуточное положение между антитом и сидерофиллитом.

Рудный минерал представлен сростками ильменита и магнетита.

В зависимости от структуры основной массы можно выделить две главные группы риолитов. Для первой группы риолитов характерны сферолито-волокнистая и микрофельзитовая структуры основной массы. Основная масса состоит из сферолитов нескольких генераций и волокнистых агрегатов неправильной формы. К сферолитам первой генерации относятся гомогенные сферические тела размером 0,05—0,1 мм. По соотношению щелочей сферолиты первой генерации существенно натриевые (см. табл. 1). Высокое содержание кремнезема в сферолите (до 80%) свидетельствует о том, что в сростании с калиево-натриевым полевым шпатом находится кристобалит (показатель преломления сферолитового вещества 1,501). Количество сферолитов первой генерации в основной массе риолита колеблется от 20 до 70%. Сферолиты второй генерации имеют более четкое волокнистое строение, некоторые из них — зональное строение. Зональность часто обусловлена ритмичным чередованием зон, обогащенных железистым веществом, по-видимому, гематитом.

Особую разновидность образуют так называемые литофизовые риолиты, которые встречаются главным образом в пределах центрального блока Се-

верного участка. В литофизовом риолите встречаются (составляя до 30% объема породы) грубоконцентрические пустоты размером от 0,3 до 10 мм. Стенки литофиз покрыты корочками кристаллов кристобалита и сферолитами из волокнистого агрегата щелочного полевого шпата и кристобалита. Для второй группы риолитов характерно присутствие стекла в основной массе в количестве от 10 до 80%. Эта группа пород широко распространена в пределах Паратунской трещинной экструзии. Риолиты, содержащие до 10–30% стекла, отнесены к стеклосодержащим, от 30 до 60% стекла — к окристаллизованным и свыше 60% — к собственно стеклам. Кристаллическая фаза в стекле обычно представлена сферолитами различной генерации и вкрапленниками.

Вулканические стекла экструзива в зависимости от содержания воды подразделяются на две разновидности: обсидианы — стекла, содержащие менее 1% воды, и перлиты. Перлиты, так же как и риолиты, имеют порфировую структуру, но содержание в них вкрапленников выше, чем в риолите, — до 30%. В зависимости от структуры основной массы выделяются пористые, слабопористые и плотные перлиты.

Пористые перлиты образуют верхние части экструзивных куполов. Их мощность на Северном участке достигает 30 м. Макроскопически это хрупкая белая порода с желтоватым или сероватым оттенком. Пористость составляет 40% и более. Поры имеют трубчатую форму и ориентированы в одном направлении.

Слабопористые перлиты залегают ниже пористых. В слабопористом перлите поровое пространство занимает менее 40%. Поры обычно округлые или несколько сплюснутые, они как бы обтекают вкрапленники кварца и плагиоклаза. В некоторых разновидностях слабопористого перлита присутствуют участки, содержащие микролиты пироксена, а округлые поры окаймлены волокнистым агрегатом калиево-натриевого полевого шпата и кристобалита.

Плотные перлиты наиболее широко распространены на Южном участке. Пористость стекла основной массы не превышает 15–20%. Стекло обычно разбито трещинами округлой или неправильной формы. Вокруг пор часты каемки сферолитового вещества.

Перлиты Паратунской трещинной экструзии характеризуются относительно небольшим количеством воды — от 1,5 до 2,5%. Выделение этой воды при нагревании происходит при температуре выше 300°C. Низкотемпературная, или так называемая подвижная, вода в этих перлитах практически отсутствует.

Обсидианы, т.е. стекла, содержащие менее 1% воды, входят в состав гиадокластитов. Вода в зернах обсидиана распределяется неравномерно. Центральная часть зерна, обычно содержащая 0,08–0,1% воды, окружена каемкой стекла, количество воды в которой достигает 0,2–0,3% и иногда более. Появление каемок можно объяснить процессом вторичной гидратации стекла под действием гидротерм, циркулировавших вдоль контакта с риолитами.

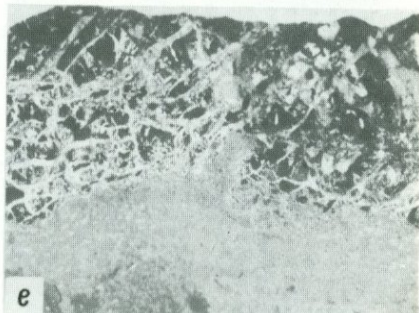
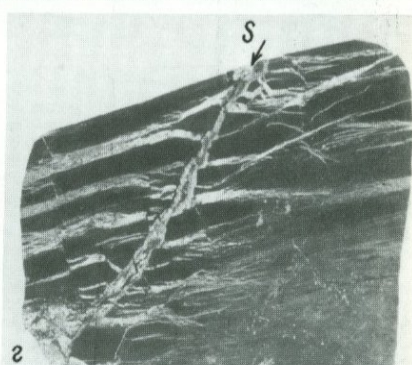
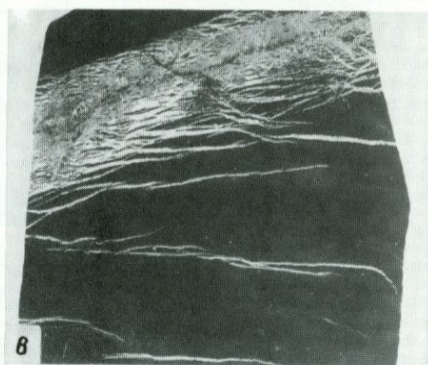
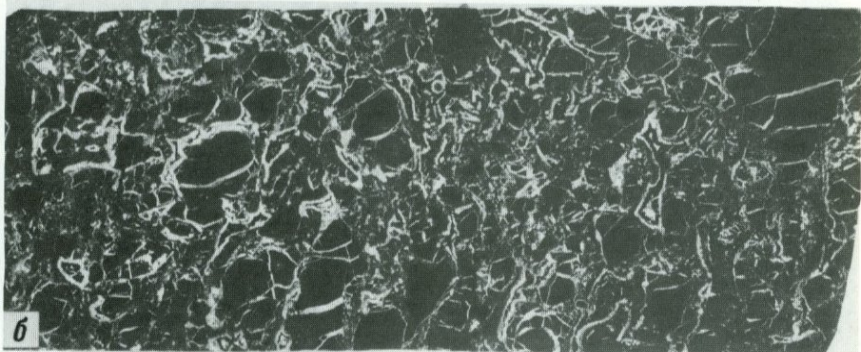
По химическому составу риолиты и перлиты Паратунской экструзии относятся к группе известково-щелочных пород нормальной щелочности (табл. 2). В большинстве разновидностей количество Na_2O преобладает над K_2O и отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ колеблется от 1,05 до 1,15. Стекловатые

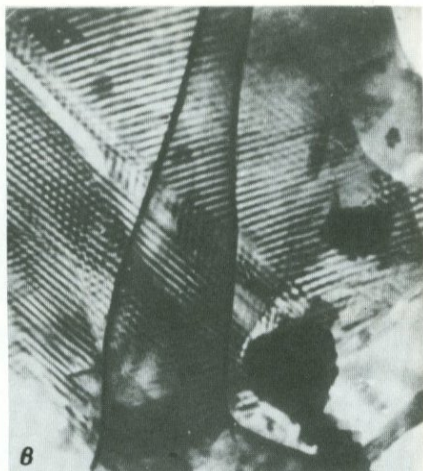
Таблица 2

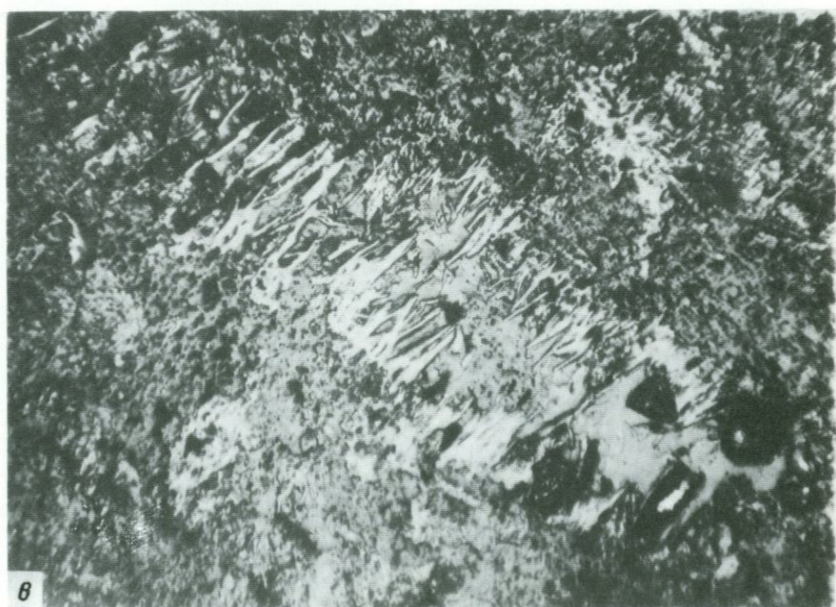
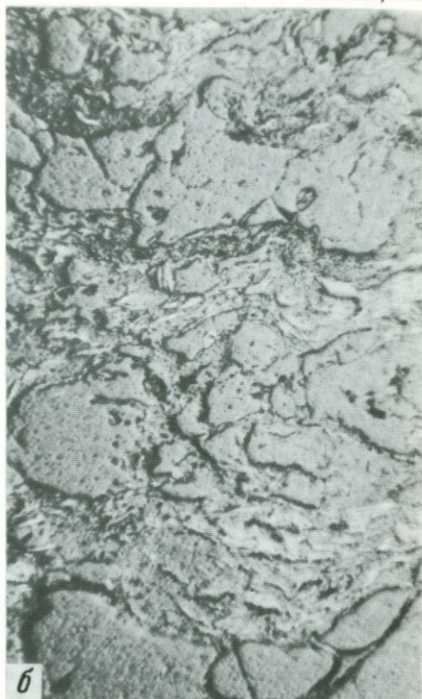
Химические составы (в мас.%) главных разновидностей риолитов, перлитов, шлаков и сопутствующих пород Паратунской экструзии

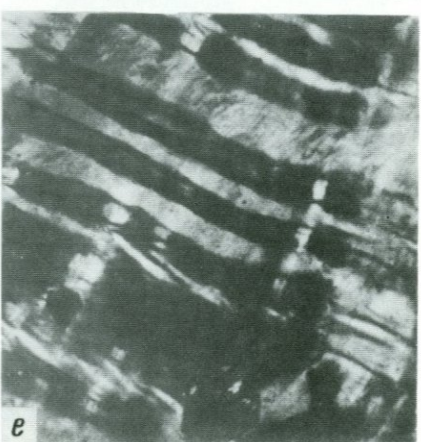
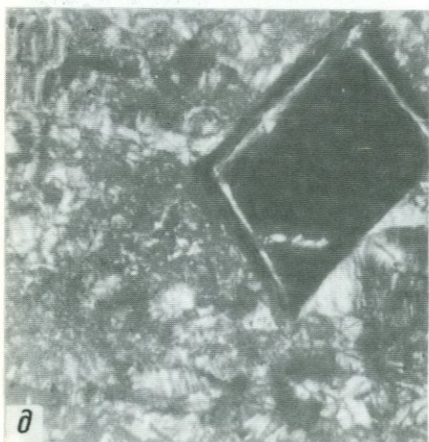
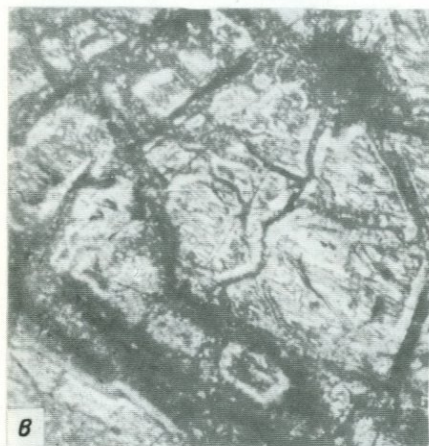
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	74,56	74,92	74,20	74,79	74,38	74,44	77,00	76,50	76,99	65,49	64,74	50,24
TiO ₂	0,12	0,15	0,15	0,11	0,11	0,11	0,13	0,15	0,20	0,54	0,58	1,11
Al ₂ O ₃	12,85	12,90	12,90	13,27	13,25	13,59	13,43	13,35	12,84	17,25	15,48	17,26
Fe ₂ O ₃	0,72	0,98	0,98	1,45	1,23	0,77	0,29	0,33	0,94	3,61	2,40	10,27
FeO	0,24	0,06	0,06	0,94	0,76	0,77	0,55	0,66	0,25	0,44	2,60	0,79
MnO	0,08	0,09	0,09	—	—	—	0,11	0,09	0,11	0,13	0,08	0,18
MgO	0,16	0,24	0,24	0,16	0,22	0,28	0,18	0,19	0,14	1,81	2,33	7,51
CaO	0,97	0,84	0,84	1,32	1,34	1,19	0,82	0,81	0,81	5,98	4,67	9,22
Na ₂ O	4,06	4,03	4,03	4,02	4,02	4,17	3,78	3,92	3,75	4,06	3,41	2,64
K ₂ O	3,85	4,19	4,19	3,53	3,68	3,68	3,59	3,99	3,97	0,67	1,93	0,77
H ₂ O ⁻	0,23	0,14	0,14	0,17	0,21	—	—	0,14	—	0,33	—	0,22
H ₂ O ⁺	1,40	1,71	1,71	0,85	1,08	2,06	0,98	0,57	0,37	1,66	1,77	1,93
Сумма	99,25	99,53	99,42	100,21	101,28	101,06	100,86	100,71	100,37	100,97	99,99	101,15
Na ₂ O/K ₂ O	1,05	0,96	1,17	1,14	1,09	1,13	1,05	0,98	0,94	6,11	1,76	3,43

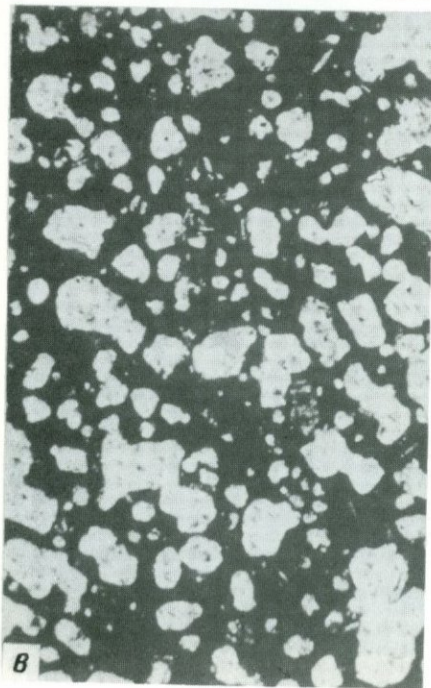
Примечание. 1 — пористый перлит, обр. 409а, Северный участок; 2 — слабопористый перлит, обр. 178-77, Южный участок; 3 — обсидиан-перлитовый класит, обр. 179-77, Северный участок; 4 — обсидиан-перлитовый класит, обр. 44-80, Южный участок; 5 — окристаллизованный перлит, обр. 58-80, Северный участок; 6 — окристаллизованный перлит, обр. 529-80, Южный участок; 7 — стеклосодержащий риолит, обр. 352-80, Южный участок; 8 — риолит, обр. 61-80, Северный участок; 9 — риолит, обр. 47-80, Южный участок; 10 — андезит основания экструзива, обр. 539-80; 11 — диорит, обр. 155-77; 12 — базальт шлакового конуса, обр. 524-80. Аналитики Н.И. Степанова, С.И. Вронская (ИГЕМ АН СССР).



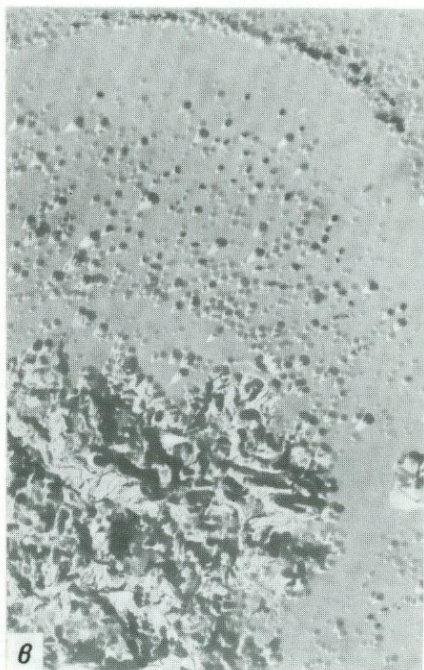
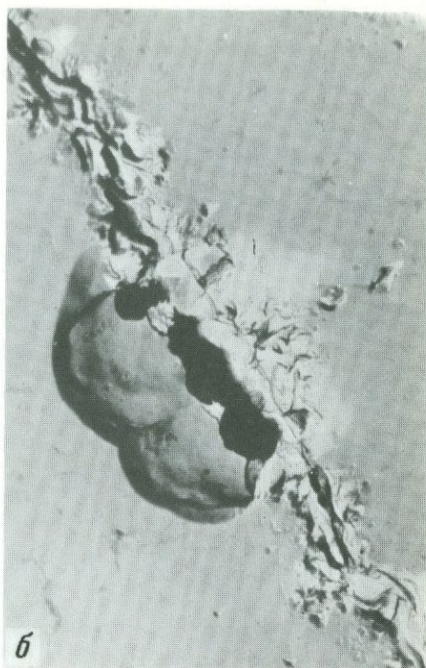


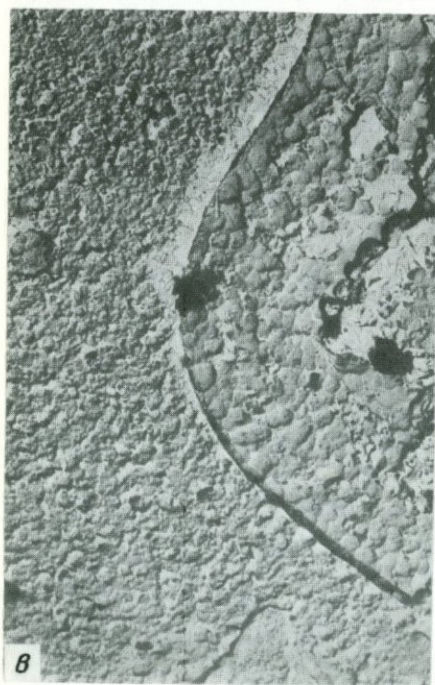
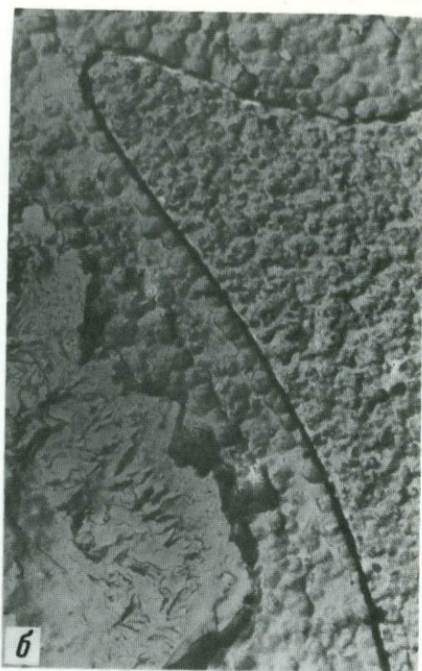
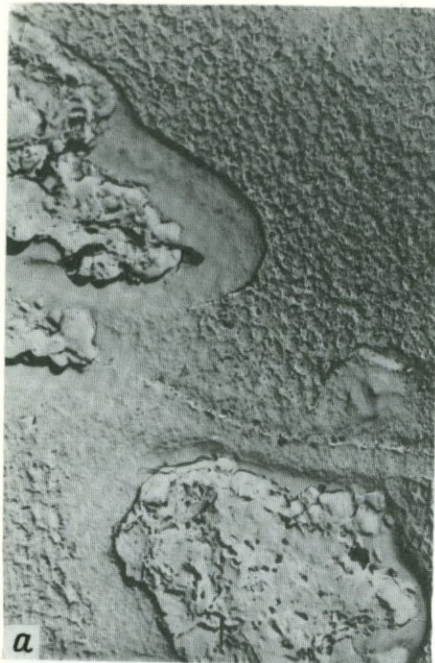












породы несколько обогащены Al_2O_3 по сравнению с риолитами. По содержанию CaO (0,81–1,12%) риолиты можно отнести к разновидностям, занимающим промежуточное положение между риолитами внутриконтинентальных областей (CaO — 0,5–0,8%) и риолитами островных дуг (CaO — 1,2–2,5%) [9].

Перлиты по сравнению с риолитами характеризуются пониженным содержанием SiO_2 (на 2–2,5%) и несколько иным соотношением Na_2O и K_2O . Некоторыми авторами было показано, что подобная разница в содержании SiO_2 в перлите, обсидиане и риолите может наблюдаться в пределах одного тела [6]. Однако в этом случае она выравнивается после пересчета состава перлита на безводное вещество. Разница в содержании кремнезема в риолитах и перлитах Паратунки значительна и сохраняется после пересчета на безводное вещество.

В перлитах и риолитах Паратунской экструзии наблюдается повышенное содержание CO_2 и F; в некоторых разновидностях присутствует Cl. Содержание лития и рубидия в перлите (0,01) несколько превышает содержание этих элементов в риолите (0,004 и 0,0003 соответственно). Содержание Sr в перлитах и риолитах практически постоянно (30–40 г), но на порядок ниже кларкового (300 г/т). Содержание Ba в перлитах (300 г/т) в 1,5–2 раза выше, чем в риолитах, и значительно ниже кларкового (830 г/т). Концентрация Ti в 3 раза и более ниже кларка. Титан присутствует в биотите, магнетите и ильмените. Марганец распределен неравномерно и варьирует в пределах кларковых величин — 500–600 г/т, причем в перлите содержание Mn несколько выше, чем в риолите (600 и 500 г/т соответственно). Содержания Cr, V и других элементов группы железа в перлитах и риолитах довольно постоянны, но значительно ниже кларковых. Кобальт, как в перлитах, так и в риолитах, практически отсутствует. Содержание халькофильных элементов непостоянно. В перлитах и риолитах содержание Cu, Pb, Zn примерно одинаково. Олово в перлитах и риолитах Паратунской экструзии не обнаружено, а содержание молибдена в перлите (1–2 г/т) превышает содержание его в риолите (0,5 г/т). Редкие земли и скандий в перлитах и риолитах практически отсутствуют, концентрация бора находится в пределах кларка, а иногда в 2–2,5 раза превышает его. Аномально высокие содержания бора характерны для диоритов (400 г/т) и ороговикованных андезитов на контакте с диоритом (600 г/т).

Вулканический шлак горы Бархатной представляет собой пористую стекловатую породу черной или красновато-бурой окраски. Пористость — от 40 до 65% (Таблица V, в, г). Поры округлой или изотермичной формы, размером 0,10–0,60 мм. Сливаясь, многочисленные поры создают неправильные пустоты размером 1–2,0 мм. Шлак имеет порфировую структуру со стекловатой основной массой: вкрапленники представлены оливином, моноклинным и ромбическим пироксеном. В отдельных обломках присутствует плагиоклаз. Количество вкрапленников невелико — от 2 до 5%.

Оливин представлен идиоморфными кристаллами и их обломками размером 0,5–0,7 мм. Для него характерны короткие призмы с острыми пирамидальными окончаниями. Часто зерна раздроблены, с округлыми и изъеденными краями. В оливине присутствуют мелкие включения стекла и рудного минерала.

Моноклинный пироксен образует длинно- и короткостолбчатые и таблит-

чатые кристаллы, а также неправильные зерна. Размеры зерен колеблются от 0,4 до 1,0 мм. Спайность хорошая по (010); удлинение положительное, угол погасания $c: Ng = 43^\circ$. На поперечных призматических разрезах наблюдаются простые двойники. По пироксену развиваются мелкие микролиты, по-видимому, тоже моноклинного пироксена. Ромбический пироксен встречается реже, чем оливин и моноклинный пироксен. Он представлен отдельными таблитчатыми кристаллами и обломками. Размеры зерен 0,2–0,6 мм. В шлифтах они прозрачные, бесцветные и зеленоватые. Наблюдается хорошая спайность (110), двойники простые и полисинтетические. Зерна иногда раздроблены и корродированы основной массой. Плаггиоклаз во вкрапленниках очень редок; представлен он единичными кристаллами, сильно корродированными, размером 0,5–0,6 мм.

Основная масса состоит из мелких зерен плаггиоклаза, оливина и пироксенов, а также темно-бурого стекла. Содержание стекла в породе варьирует в широких пределах — от 35 до 80%. Темная окраска его определяется присутствием пылевидного рудного минерала магнетит-ильменитового ряда. Плаггиоклаз основной массы образует тонкие лейстовидные кристаллы размером 0,1–0,2 мм. Его содержание достигает 50%. Состав плаггиоклаза, определенный методом симметричного угасания, — Al_{60} . Оливин и ромбический пироксен встречаются в виде мелких округлых зернышек размером 0,01 мм. Моноклинный пироксен образует микролиты, которые развиваются по всей основной массе. В отдельных разновидностях шлака присутствуют небольшие (0,2–0,3 мм) ромбовидные зерна ромбического пироксена, едва различимые в бурой массе стекла.

Шлаки конусов южнее горы Бархатной отличаются от описанного. У них более высокая пористость и большее содержание вкрапленников. Объемный вес шлака 1,33, общая пористость ~52%. Вкрапленники составляют 30% породы и представлены тремя генерациями плаггиоклаза и пироксенами.

Плаггиоклаз I образует кристаллы прямоугольной формы с неровными краями размером от 0,5 до 2 мм. В шлифах буроватые. Разбиты многочисленными трещинками по спайности. Вдоль трещин происходит проплавление плаггиоклаза; в стекле видны микролиты.

Плаггиоклаз II представлен очень крупными призмами размером от 1 до 3,5 мм, а сростки достигают 7 мм. Для них характерны простые двойники, усложненные полисинтетическими. Зерна содержат большое количество изометричных включений прозрачного светло-бурого стекла. В стекле часто присутствуют мелкие округлые зерна пироксенов и рудного минерала.

Плаггиоклаз III образует небольшие таблички и вытянутые лейсты размером 0,5–1,0 мм. Они практически не изменены; иногда образуют сростки с пироксенами.

Моноклинный пироксен-диопсид представлен зеленоватыми зернами различных размеров: от мелких ($< 0,2$ мм) до крупных (1,2–1,5 мм). Форма кристаллов призматическая и характерная по призме (110), хорошая спайность, часты включения рудного минерала. Ромбический пироксен имеет близкие размеры и формы выделения, но отличается заметным плеохроизмом: зеленым по Ng и зеленовато-желтым по Np .

Основная масса состоит из бурого стекла (до 70%) и редких лейст плаггиоклаза. Иногда присутствуют мелкие таблички пироксена.

Перлит

Для исследования физико-механических свойств перлитов были отобраны образцы из разведочных шурфов и скважин Северного экстрозивного купола с глубины 10, 20 и 25 м. В верхней части месторождения залегают перлиты, общая пористость которых составляет 25%, на глубине 20 м она уменьшается до 17%, на глубине 25 м — до 15%. Для всех разновидностей перлита характерна открытая пористость. Закрытая пористость колеблется от 2 до 5% и не превышает 20% общего объема пористого пространства (табл. 3).

Химический состав породы от поверхности на глубину практически не изменяется.

Так как вода играет главную роль при вспучивании перлита, рассмотрим изменение содержания воды и ее качественной характеристики по разрезу. До глубины 20–25 м содержание воды в перлите практически не меняется и соответствует примерно 2–2,5%. Далее вниз по разрезу оно уменьшается до 1–1,5% (на 15 м) и на глубине 70 м составляет 0,72%.

Инфракрасные спектры и термические кривые свидетельствуют о том, что качественная характеристика перлитов неодинакова в зависимости от положения образца в разрезе (рис. 3). Так, перлит из верхней части купола содержит два типа воды (подвижную, или слабосвязанную, и структурную) и гидроксил. Этот тип воды характеризуется довольно четко выраженной полосой, соответствующей 3200 см^{-1} . В перлите, взятом на глубине 15 м, увеличивается интенсивность полосы, отвечающей структурной воде. Наиболее высокую вспучиваемость имеет слабопористый перлит, залегающий на глубине 20 м. Для него характерно четкое обособление полосы, определяющей структурную воду в интервале от 3500 до 3300 см^{-1} . Гидроксил присутствует во всех образцах перлита (полоса 3600 см^{-1}).

Изменение качественной характеристики перлитов с глубиной подтверждается также модифицированными термогравиметрическими кривыми (рис. 4). Кривая перлита из верхней части купола имеет два четко выраженных максимума: один в области $430\text{--}440^\circ\text{C}$ и другой — около 520°C . Для перлитов, взятых на глубине 10 м и обнаруживающих наиболее высокую способность к вспучиванию, характерен, кроме максимумов в области 460 и 520°C , максимум при $380\text{--}400^\circ\text{C}$. Отсутствие этого типа воды в наиболее пористых перлитах из верхней части разреза свидетельствует о том,

Таблица 3

Физико-механические свойства перлитов

Номер образца	Глубина, м	Объемная плотность, г/см ³	Уд. плотность, г/см ³	Общая пористость, %	Эффективная пористость, %	Насыпная плотность вспученного продукта, кг/м ³
Б-833-81	10	1,78	2,36	25	19,48	287
Б-833А-81	20	1,95	2,36	17	14,72	210
Б-834-81	25	2,01	2,36	15	12,55	400

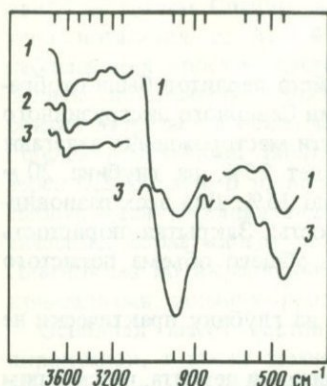


Рис. 3. Инфракрасные спектры перлитов Северного участка

1 — спектр образца пористого перлита с глубины 10 м; 2 — спектр образца с глубины 15 м; 3 — спектр образца с глубины 20 м

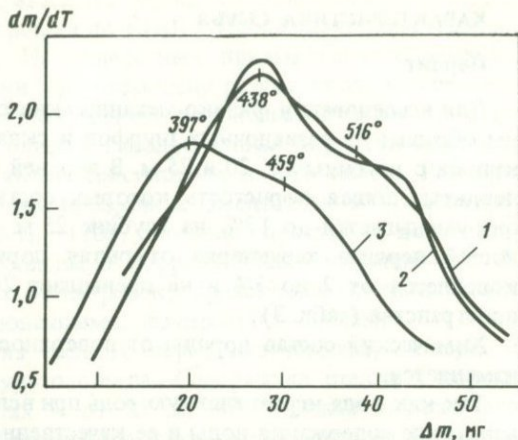


Рис. 4. Модифицированные термогравиметрические кривые перлитов

1 — образец с поверхности; 2 — образец с глубины 8 м; 3 — образец с глубины 20 м

что вспучивание стекла в природных условиях происходит главным образом за счет воды этого типа.

Для технологических исследований перлитовое сырье отбиралось из промышленной пробы весом 350 кг. Куски породы размером 10–15 см дробились и отсеивались на фракции 1,2–2,5; 0,6–1,2 и менее 0,5 мм. После обжига в шахтной печи был получен вспученный перлитовый песок с насыпной плотностью 70–250 кг/м³. Вспученный перлитовый песок с наименьшей плотностью (70–100 кг/м³) может быть получен при одностадийной термообработке сырого песка фракций менее 0,5 и равный 0,5–1,2 мм при температуре на выходе из печи 1100–1120°C.

Прочность вспученного перлитового песка при сдавливании в цилиндре, определенная по ГОСТ 9758–77 для фракций 2,5–5,0 и 1,25–2,5 мм, невелика и соответствует 0,0326–0,0496 МПа. Перлит наиболее высокой прочности получен при вспучивании сырого перлитового песка с размером гранул 1,2–2,5 мм при температуре 1050°C. Водопоглощение вспученного перлитового песка по массе, определенное при погружении перлита фракций 2,5–5,0 и 1,25–2,5 мм на 1 ч в воду, составляет 396–923%. Вспученный перлит с насыпной плотностью 70 и 250 кг/м³ имеет коэффициент теплопроводности 0,041 и 0,062 Вт/м · град.

Вулканический шлак

Проба вулканического шлака была отобрана на юго-восточном склоне горы Бархатной из отвалов разведочного шурфа и представляет собой рыхлую породу черной, иногда красновато-бурой окраски. Проба состоит в основном из обломков с правильными округлыми порами и содержанием стекла 70–80%. Гранулометрический состав в естественной смеси и насыпная плотность сырой породы приведены в табл. 4 (по данным ЦНИИПЖилища).

Таблица 4

Гранулометрический состав сырой породы вулканического шлака

Свойства породы	Фракция, мм				
	0—5	5—10	10—20	20—40	более 40
Содержание по насыпному объему, мм	28,1	35,2	22,5	8,3	6,1
Насыпная плотность после сушки, кг/м ³	917	796	769	667	—

Химический анализ шлака представлен в табл. 2 (колонка 12). По своему составу вулканические шлаки относятся к базальтам. Содержание в стекле таких примесей, как хлор и сера, не превышает 0,05–0,01 %. Вода присутствует в количестве 0,57 %. При обжиге в термовесовой установке было обнаружено, что она выделяется в температурном интервале 500–1000 °С. На последнем этапе дегидратации в интервале размягчения стекло вспучивается.

С помощью метода инфракрасной спектроскопии было установлено, что плюсовая вода, присутствующая в стекле до 0,6–0,7 мас.%, представлена молекулами H₂O (полосы 3300–3500 и 3200 см⁻¹) и гидроксилом (полоса 3600 см⁻¹). В некоторых разновидностях вулканического шлака, входящего в пробу, присутствуют два типа гидроксила.

Вулканический шлак обладает довольно высокой прочностью, а большое содержание стеклофазы обеспечивает его высокие абразивные свойства. Усредненная насыпная плотность шлаковой смеси 930 кг/м³. Насыпной вес фракции 5–10 мм составляет 785 кг/м³, 10–20 мм – 720 кг/м³, фракции 20–40 мм – 670 кг/м³. Прочность вулканического шлака 0,18–0,19 МПа. Результаты лабораторных испытаний позволяют положительно оценить свойства вулканического шлака как заполнителя. Шлак вполне пригоден для производства пористого заполнителя теплоизоляционных конструктивных и конструктивного легкого бетона для промышленных конструкций. По реакционной способности тонкая фракция молотого шлака (0,015 мм) может применяться в качестве гидравлически активной добавки. Использование ее в цементе (до 60–70% в клинкере) позволяет получить специальный "теплоизоляционный" портландцемент марок 300–400 для теплоизоляционно-конструктивного легкого бетона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Паратунское месторождение перлита и шлака является комплексным; его формирование происходило в две стадии.

В первую стадию произошло образование сложного трещинного экструживного массива. Трещинный экстружив протяженностью около 6 км состоит из 6 блоков, которые отделены друг от друга четко выраженными в рельефе поперечными разломами. Главную роль в процессе образования экстружива играл дуговой разлом, вдоль которого внедрялась лава. Можно выделить два этапа и более приоткрывания главного разлома. С первым

связаны слабопроявленная эксплозивная деятельность и образование главной дуговой экструзии риолитов. В последующие этапы образовались типичные экструзивные купола-сателлиты. Последние состоят из перлита и обсидина, существенно отличающихся по содержанию SiO_2 и соотношению Na_2O и K_2O от риолитов. Это позволяет предположить существование некоторой дифференциации в вулканическом очаге, что подтверждается также неодинаковым содержанием в перлите и риолите малых и рассеянных элементов. Содержание воды в перлитах варьирует от 1,3 % в нижней части разреза до 2–2,5% в пористых перлитах вверху разреза.

Во вторую стадию формирования комплексного Паратунского месторождения произошло образование шлаковых конусов (гора Бархатная и 4 южных конуса) и связанных с ними потоков базальтов. Шлаковые конусы расположены на разломах, опирающихся главным разлом. Появление вулканических шлаков в одной структуре с кислыми образованиями отражает контрастный характер вулканизма островных дуг.

Паратунское месторождение может быть разбито на три участка: Северный, Южный и Центральный. Северный участок состоит из хорошо вспучивающегося пористого и слабопористого перлита низкой прочности. Используется вспученный перлит с насыпной плотностью 70–250 кг/м³ и модулем крупности 1,8–2,37. Для получения теплоизоляционных материалов и фильтровальных порошков вспучиваются фракции менее 1,2 мм при температуре на выходе из печи 1000–1100 °С. При изготовлении битумперлита применяется вспученная фракция сырья 1,2–2,5 мм при температуре на выходе из печи 1000–1050 °С.

Южный участок наряду с пористыми перлитами содержит относительно плотные перлиты. Из них возможно получение крупного перлитового песка, применяемого как заполнитель в бетоны. Для вспучивания рекомендуются фракции сырья 1,2–2,5 мм. Центральный участок является месторождением крупного заполнителя практически универсального использования. Шлаки могут быть использованы для получения теплоизоляционных бетонов с плотностью 800–850 кг/м³ и теплоизоляционно-конструкционных бетонов с плотностью 900 и 1100 кг/м³. Тонко молотый шлак может использоваться в производстве шлакопортландцемента. Шлак и вспученный перлит могут применяться в производстве шлакоперлит-бетонов.

Паратунское месторождение перлита и вулканического шлака весьма крупное и может обеспечить потребность промышленности в этих видах сырья на 60–100 лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Апрелков С.Е., Шеймович В.С.* Плиоценовые экструзии Юго-Восточной Камчатки// Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 60–65.
2. *Апрелков С.Е., Харченко Ю.И., Шеймович В.С.* Перлиты гор Бархатная и Купол на Камчатке//Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла. М.: Наука, 1969. С. 56–59.
3. *Борисов О.Г., Борисова В.Н.* Экструзии и связанные с ними газогидротермальные процессы. Новосибирск: Наука, 1974. 200 с.
4. *Влодавец В.И.* О вулканической терминологии//Бюл. вулканол. станции АН СССР. 1954. № 21. С. 43–46.

5. Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955–1983 гг.). М.: Наука, 1965. 174 с.
6. Карапетян С.Г., Меликсетян Б.М. Геохимические особенности перлитов месторождений Армянской ССР/Перлиты. М.: Наука, 1981. С. 97–114.
7. Макдональд Г.А. Вулканы. М.: Мир, 1975. 432 с.
8. Меняйлов А.А. Вулкан Шивелуч, его геологическое строение и извержения//Тр. лаборатории вулканологии АН СССР. 1955. Вып. 9. 264 с.
9. Наседкин В.В. Петрогенезис кислых вулканитов. М.: Наука, 1975. 208 с.
10. Тиммербаева К.М. Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М.: Наука, 208 с.
11. Трухин Ю.П., Петрова В.В. Некоторые закономерности современного гидротермального процесса. М.: Наука, 1976. 178 с.
12. Фаворская М.А., Волчанская И.К., Фрих-Хар Д.И. Магматизм Юго-Восточной Камчатки и связь его с процессами тектонической активизации. М.: Наука, 1965. 150 с.
13. Шеймович В.С., Патока М.Н. Вулкан Опапа и другие голоценовые центры кислых эксплозивных извержений Южной Камчатки//Вулканология и сейсмология. 1979. № 5. С. 92–95.
14. Эрлих Э.Н., Трухин Ю.П. Пример картирования неоген-четвертичных вулканических толщ одного из районов Юго-Восточной Камчатки//Методика картирования вулканических формаций. М.: Наука, 1969. С. 97–100.
15. Leyden R. Staukuppen und verwandte Bildungen//Ztschr. Vulkanol. 1936. Bd. 16, N 4. S. 225–247.

УДК 553.535; 550.83

В.Л. БАДАНОВ, П.В. ВИШНЕВСКИЙ, В.В. НАСЕДКИН, П.П. СЕНАТОРОВ

АНАЛИЗ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКЕ И РАЗВЕДКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕРЛИТА

При поисках и разведке месторождений перлита и других разновидностей стекловатых пород обычно используются буровые и горные работы. В данное время имеются только отдельные попытки применения геофизических и геохимических методов для оконтуривания перлитовых тел и оценки качества перлитового сырья. Более чем из двух десятков разведанных в данное время месторождений перлита только на трех (Ташкескенском, Мухор-Талинском и Богопольском) в весьма ограниченных масштабах использовались геофизические методы, которые только в небольшой степени способствовали решению тех геологических задач, которые ставятся перед геологоразведочными работами. В данной статье делается попытка проанализировать некоторые геолого-геофизические предпосылки, которые могут способствовать повышению надежности при геологическом изучении месторождений водосодержащих вулканических стекол.

В соответствии с классификацией, принятой ГОСТ на перлитовое сырье, к перлитам относят водосодержащие кислые стекла и стекловатые породы, обладающие способностью при нагревании вспучиваться с увеличением в объеме в 5–20 раз. Эта способность стекловатых пород широко используется в различных отраслях промышленности для получения легких негорючих материалов, обладающих высокими тепло- и звукоизоляционными

Таблица 1

Физические свойства вулканических стекловатых пород*

	Месторождение	
	Арагацкое (Армянская ССР)	Фонтан-Джраберское (Армянская ССР)
$\kappa, 1 \cdot 10^{-6}$ ед.	0(1)**; 690–2880(2) —	0(1); 0–100(2) —
$\sigma, \text{г/см}^3$	1,3–1,42 (1); 2,37 (2) —	1,3–1,89(1); 2,35(2) —
$I, \text{А/м}$	0 —	0 —
$V_p, \text{м/с}$	2150–3750(1); 5200–5750(2) —	2500–4650(1); 5500–6400 (2) —
$\eta, \%$	4,18 (1); 0 (2) —	0,26–0,27(1); 0(2) —
$\rho, \text{Ом} \cdot \text{м}$	$133 \cdot 10^3$ (1); $132 \cdot 10^3$ (2) —	$3,50 \cdot 10^3$ (1) —
$I_{\gamma}, 1 \cdot 10^{-14} \text{ А/кг}$	Удельное —	—

* Приведены данные лабораторных и полевых измерений ВНИИгеолнеруд, ПГО "Центргеология", Бурятгеология" и "Приморгеология".

** Цифры в скобках соответствуют породам: 1 — перлит; 2 — обсидиан; 3 — витрофир и перлит; 4 — фельзолипарит и туфобрекчия; 5 — витрофир, перлит и игнимбрит; 6 —

ми свойствами. Вспученный перлит с успехом используется также в нефтяной, химической, пищевой промышленности и в сельском хозяйстве.

В петрографическом отношении среди стекловатых пород выделяются собственно перлиты (содержание воды 1–8%), обсидианы (содержание воды менее 1%), а также пористые разновидности от собственно пемз до пемзовидных перлитов, называемых иногда литоидными пемзами.

Физические свойства вулканических стекловатых пород (табл. 1) изучены недостаточно полно, вследствие чего затруднительно отличие их от вмещающих образований. Известные, по данным различных исследователей, сведения о магнитной восприимчивости (κ) и плотности (σ) вулканогенных образований позволяют судить о взаимосвязанности значений этих параметров между собой и с изменениями вещественно-петрографического состава пород. Так, кислые эффузивы обычно характеризуются значениями κ от 0 до 8800, а основные их разности — до $25000 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ [10 и др.].

Широкие пределы изменения величин σ у эффузивных образований также во многом предопределяются неоднородностью их состава и текстуры, что наиболее четко устанавливается для палеотипных вулканогенных образований. Так, липариты обладают значениями $\sigma_{\text{ср}}$ порядка 2,55, андези-

Месторождение

Ташкескенское (Таджикская ССР)	Чолонское (Киргизская ССР)	Мухор-Таллинское (Бурятская ССР)	Богопольское (Приморский край)
—	—	—	До 3750(3) ***
			380–880(4)
—	—	—	2,32 (5)
			1950–2020(4)
—	—	—	—
—	—	—	—
—	—	—	—
180–200(5)	—	—	—
860(6); 250(7)	—	—	—
Кажущееся	253–395 (10)	143–395 (9)	64–100 (1)
—	—	143–214 (10)	143–155 (8)

современные перекрывающие отложения; 7 – подстилающие лавы и кварцевые порфиры; 8 – туфобрекчии; 9 – перлит и трахитовые туфы; 10 – липариты.

*** В числителе даны значения свойств продуктивных пород, в знаменателе – вмещающих.

ты – 2,68 и базальты – 2,85 г/см³ [11 и др.]. Отметим, что для палеотипных пород, сходных по составу и условиям образования, как правило, наблюдается возрастание величин σ с увеличением возраста, что, по-видимому, связано с уплотнением пород разреза вследствие статических и динамических нагрузок вышележащих образований, а также тектонических воздействий. По сравнению с палеотипными кайнотипные аналоги вулканогенных образований обладают несколько пониженными значениями $\sigma_{ср}$: липариты – 2,35, андезиты – 2,49 и базальты – 2,54 г/см³, которые обычно тоже варьируют в зависимости от текстурных особенностей пород.

Определенный интерес имеют корреляционные связи между значениями σ и k , что, в частности, установлено для некоторых разностей продуктивных пород Богопольского месторождения. Удельное электрическое сопротивление ($\rho_{уд}$) вулканогенных образований обычно изменяется в широких пределах зависит в основном от вещественного состава пород, их массивности, сохранности и обводненности. Намагниченность (I) продуктивных пород изучалась на образцах только с двух месторождений Армянской ССР, где она практически нулевая. Не исключено, что дальнейшие измерения, включая индуцированную (I_i) и остаточную (I_r) намагни-

ченность, позволят выяснить особенности дифференциации по названным параметрам продуктивных и вмещающих пород и получить обоснование для палеомагнитных исследований с целью уточнения некоторых вопросов формирования и преобразования вулканических стекловатых пород.

Скорость распространения продольных волн (V_p) в образцах продуктивных пород Арагацкого и Фонтан-Джабраберского месторождений (Армянская ССР) варьирует от 2150–2500 до 5750–6400 м/с. Небезынтересно, что значения V_p в обсидиане этих месторождений в 1,5–2 раза выше, чем в перлите, а поляризуемость (η) последнего несколько больше, чем у обсидиана. Недостаточно изучена естественная радиоактивность (I_γ) рассматриваемых образцов. Геологическая обусловленность радиометрических аномалий в горизонте трахитовых туфов Богопольского месторождения целенаправленно не изучалась. Среди эффузивных и пирокластических образований этого же месторождения перлиты отличаются пониженной γ -активностью [8].

Состав, структурно-текстурные особенности и степень диагенеза вулканогенных образований обуславливают определенные изменения величин их теплопроводности (λ). Так, значения λ у палеотипных пород (1,7–3,1 Вт/м · К) заметно выше, чем у их кайнотипных аналогов (1,2–1,6 Вт/м · К) [9]. Исследования сотрудников СахКНИИ ДВНЦ АН СССР [7] показали относительно широкие пределы изменений λ у пород вулканогенно-осадочных комплексов Приморья. Туфы и туфогенные образования в целом характеризуются здесь величинами λ в пределах 1,14–4,19 и 1,91–5,33 Вт/м · К соответственно. Туфобрекчии алевролитов, туфы кварцевых порфиров и "нерасчленяемые" туфы и брекчии этих порфиров обладают λ порядка 2,72–4,88; 1,12–6,60 и 2,57–5,41 Вт/м · К.

Геохимическими исследованиями установлено, что вулканические стекла, как правило, обогащены некоторыми "рудными" (преимущественно халькофильными) элементами, особенно Bi, Sb и Cd, в меньшей степени Ge и Mo. Из редкоземельных элементов повышенные содержания отмечаются для Rb и Cs [3]. В вулканических стеклах и липаритах палеовулканов Забайкалья наблюдаются более высокие, чем в кислых породах гранитоидного состава, концентрации Cs, В и Pb, а в вулканических стеклах — иногда и аномально высокие (до 6200 г/т) содержания Sr [2]. Здесь же липариты и стекла протерозойской складчатой области имеют нижнекларковые концентрации Li, содержание которого увеличивается до 3,2–46 г/т в стеклах и до 12–113 г/т в липаритах ранне- и позднепалеозойских складчатых областей.

На месторождениях перлита Армянской ССР наблюдается обогащение пород Pb, Mo, Ga, отчасти Cl, S, Nb, Ta и обеднение их Ti, V, Ni, Co и Cr [1]. По основным геохимическим характеристикам перлиты Армении в целом сходны с липаритами и обсидианами, но отличаются от них по содержанию некоторых пневматофильных и летучих элементов. Так, в перлитах и пемзах отмечаются более высокие, чем в липаритах и обсидиане, концентрации Se, Rb, Ta, Mo и Sn. Приведенные данные, с одной стороны, указывают на определенные геохимические различия вулканических стекол и гранитов, с другой — свидетельствуют о целесообразности детальных геохимических исследований при поисково-разведочных работах на рассматриваемый вид сырья.

При определении рационального комплекса геолого-геофизических методов для выявления и изучения месторождений вулканических стекловатых пород объекты последующих поисково-разведочных работ целесообразно аппроксимировать некоторыми обобщенными (схематизированными) физико-геологическими моделями. Построение последних выполнено нами с учетом "отражения" в геофизических полях площадей развития вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, особенностей геологического строения и структурно-формационной приуроченности месторождений, а также изменений вещественно-петрографического состава и физических свойств у продуктивных и вмещающих пород. Среди месторождений стекловатых пород вулканического типа выделяют эффузивный и экструзивный подтипы. Применительно к поиску и разведке таких месторождений рассмотрим основные характеристики соответствующих физико-геологических моделей — ФГМ (табл. 2).

Месторождения эффузивного подтипа Армении связаны с перлит-пемзовыми потоками, в частности с вулканическим комплексом Артени. В пределах последнего обсидиан-перлитовые потоки протягиваются на 7–8 км и имеют мощность от 50 до 90 м. В основании потоков здесь залегают обсидиан и обсидиановая брекчия (мощность 3,5–4 м), выше расположена зона обсидиан-перлитовых пород мощностью 3–10 м, а верхняя зона потока представлена перлитом мощностью 30–75 м. Такая вертикальная зональность отчетливее проявляется ближе к жерлу вулкана, а фронтальная часть последнего преимущественно сложена крупноглыбовым материалом.

Отмеченные особенности строения характерны для месторождений перлита Армянской ССР (Арагацкое, Фонтан-Джраберское), Грузинской ССР (Параванское), Камчатки (Паратунское) и некоторых других регионов. Для рассматриваемой ФГМ типична отмеченная трехчленная зональность продуктивных образований при различном их залегании (от субгоризонтального до крутопадающего). Собственно продуктивные образования обычно залегают на более кислых вулканогенных породах (преимущественно липаритового состава), а перекрываются, как правило, четвертичными отложениями глинисто-песчанистого состава мощностью до 10 м и более.

По сравнению с геологической более фрагментарно охарактеризованы геохимические и геофизические особенности рассматриваемой физико-геологической модели (см. табл. 2). Продуктивные образования, как правило, геохимически контрастны относительно перекрывающих терригенных пород (в последних вероятно наличие ореолов рассеяния типоморфных для вулканических стекол элементов) и менее отчетливо дифференцированы от подстилающих вулканогенных образований более кислого состава.

На площадях развития вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований нередко фиксируются пониженные в целом значения геомагнитного гравитационного и геотеплового полей, но в зависимости от особенностей глубинного строения и других факторов возможны и изменения характеристик названных геофизических полей. Применительно к рассматриваемой физико-геологической модели правомерно полагать, что относительно вмещающих пород продуктивные образования будут обладать пониженными значениями k , σ , V и практически сходными величинами

Таблица 2

Обобщенная характеристика физико-геологических моделей месторождений перлитов вулканического и субинтрузивного типов

Тип месторождения	Подтип месторождения	Характеристика модели	
		геологическая	
Вулканический	Эффузивный	Месторождения связаны с лавовыми потоками протяженностью от 1–1,5 до 7–8 км, мощностью от 15–20 до 150–200 м и площадью от 10–15 до 3–35 км ² . Для потоков характерна вертикальная зональность: нижняя и верхняя зоны представлены обычно перлитом или обсидианом, центральная — липаритом с нередким наличием между зонами толщи полустекловатых пород. Продуктивный комплекс подстилается более кислыми вулканогенными образованиями и перекрывается относительно маломощным чехлом терригенных образований	
	Экструзивный	Месторождения связаны с куполообразными вулканическими постройками. Продуктивные тела различной мощности и морфологии в зависимости от положения на куполе имеют пологое или крутопадающее залегание	
Субинтрузивный		Месторождения связаны с дайками, краевыми частями штоков и куполовидных тел, залежи перлита и обсидиана мощностью до 5–50 м и протяженностью до 100–1000 м размещаются обычно субвертикально среди "сваренных" туфов	

I_γ , η и ρ , что необходимо учитывать при выборе соответствующих геофизических методов для поисково-разведочных работ. Не исключено также наличие относительно слабой вертикальной зональности ряда физических свойств для отдельных толщ продуктивных образований.

В предложенной физико-геологической модели (см. табл. 2), схематично типизирующей основные геологические, геохимические и геофизической особенности месторождений эффузивного подтипа, правомерно расчленение разреза поисковых площадей на 3 крупных СВК: покрывающий, продуктивный и подстилающий. Для этих СВК будут отличны литолого-петрографические и петрофизические характеристики, особенности геологического строения, элементы залегания и некоторые другие параметры. Так, продуктивный СВК представлен в модели толщей вулканогенных (или вулканогенно-осадочных) образований, развитых на площади от долей до десятков, а в ряде случаев и сотен квадратных километров при изменениях мощности от единиц до десятков, реже первых сотен метров и относительной выдержанности состава, условий залегания пород и большинства петрофизических характеристик.

Из результатов анализа рассматриваемой физико-геологической модели и модели, приводимой ниже для месторождений экструзивного типа, явст-

Характеристика модели

геохимическая	геофизическая
Продуктивная толща пород, как правило, обогащена Bi, Sb и Cd, в меньшей мере — Ge и Mo, а также характеризуется повышенными содержаниями Rb и Cs	Толщи вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований находят отражение в характере гравитационного, геомагнитного и геотеплового полей. Продуктивный комплекс пород по сравнению с вмещающими обладает пониженными значениями k, σ, V и соразмерными величинами I_γ, η, ρ; возможны различия указанных комплексов по другим физическим свойствам и петрофизическим характеристикам (I, λ и др.). Продуктивные тела аппроксимируются субгоризонтально залегающими пластами различной мощности и бесконечного простираения среди вмещающих вулканогенных образований. Перекрывающий структурно-вещественный комплекс (СКВ) пород представлен вулканогенными толщами, а также осадочными породами различного возраста и состава
То же	То же, кроме того: продуктивные толщи, связанные с куполами, аппроксимированы телами различных геометрических форм (пластами, призмами, конусами и др.)
"	То же, что и для эффузивного подтипа вулканического типа, кроме того: продуктивные толщи даек аппроксимированы вертикальными пластами

вует, что залегающие под четвертичными отложениями продуктивные тела, связанные с дайками и с куполами, следует считать телами "внедрения" одних эффузивов в другие с определенной зональностью их петрографического состава и петрофизических свойств.

Несколько отлична от рассмотренной выше модель месторождений экструзивного подтипа (см. табл. 2), на которых залежи обычно связаны с дайками или куполами (на последних зоны развития продуктивных пород имеют залегание от пологого до крутопадающего). Так, на Правохетинском месторождении (Магаданская область) штокообразное тело кварцевого порфира залегает в толще "сваренных" туфов, а дайки перлита, липарита, брекчий кварцевого порфира и фельзита (мощностью 20—100 м и протяженностью до 250 м) заполняют зоны кольцевых и радиальных дизъюнктивов. На ряде площадей Средней Азии и Казахстана (в частности, на Ташкескенском месторождении) дайки стекловатых пород залегают в толщах палеозойских образований различного генезиса.

При моделировании объектов предстоящих поисков следует учитывать, что с куполообразными структурами связаны залежи перлита, обсидиана и пемзовых пород. При этом промышленно ценные месторождения вулканического стекла тяготеют преимущественно к крутым и пологим ку-

Таблица 3

Рекомендуемый комплекс методов поисков и разведки месторождений вулканических стекловатых пород

Подстадии и масштабы работ	Основные решаемые задачи
Ревизионные и прогнозно-минералогические исследования (1 : 500 000 – 1 : 100 000)	Оценки перспективности изучаемых районов и выяснение особенностей геологического строения прогнозно-перспективных территорий (1) и (2) * Выявление площадей развития вулканогенных образований и выделение площадей для поисковых работ (1) и (2)
Поиски месторождений – общие, детальные и поисково-оценочные работы (1 : 50 000 – 1 : 10 000)	Оконтуривание площадей (участков) развития вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований кислого состава (1) и (2) Выявление и прослеживание зон тектонических нарушений (1) и (2) Выявление и изучение строения куполообразных построек и дайковых тел (2)
Предварительная и детальная разведка (1 : 5000 и крупнее)	Определение особенностей залегания и мощности продуктивных тел и толщ, расчленение изучаемых разрезов (1) и (2) Изучение качества и технологических свойств полезного ископаемого с подсчетом его запасов (1) и (2) Выяснение горнотехнических и гидрогеологических вопросов и выбор схемы разработки месторождений (1) и (2)

* Подтипы месторождений: (1) – эффузивный, (2) – экструзивный.

** Дополнительные (вспомогательные) методы (указаны в квадратных скобках).

*** Методы, требующие опытно-методического опробования (приведены в фигурных скобках).

полам и неизвестны в пределах некков и блоковых экструзивов. Для незродированных или слабо эродированных куполов с пологим залеганием зон остеклования характерно наличие в верхней части разреза зон пемзовидного перлита. Такая зона на Гюмуш-Джраберском массиве (Армянская ССР) развита на площади около 30 км², имеет мощность 10–50 м и залегает на образованиях так называемой "переходной зоны", представленной массивными разновидностями обсидиана мощностью 2–5 м.

Одной из областей развития разрушенных экструзивов с относительно пологим залеганием зон остеклования на куполах является Забайкалье. Например, на Мухор-Талинском месторождении экструзив имеет овальную в плане форму. Собственно липаритовое ядро обрамлено зоной развития массивного перлита, имеющего мощность от 1 м на флангах месторождения до 40 м в его центре. Неизменный перлит развит только в верхней части зоны остеклования, а в нижней части этой зоны породы подвергнуты процессам монтмориллонизации и цеолитизации.

Комплекс методов (виды работ)

геологические и геохимические

геофизические

Построения на основе формационного и минерогенетического анализов, переинтерпретация аэрофотосъемочных, геологических и геохимических материалов, изучение опорных геологических разрезов, рекогносцировочные маршруты с полевым опробованием пород (1) и (2)

Аэрофотосъемка, специализированная геологическая и специальная геоморфологическая съемка, горнобуровые работы литогеохимическая съемка, опробование, химанализы (1) и (2)

Крупномасштабная геологическая съемка, горно-буровые работы, литогеохимическая съемка, опробование, химанализы, технологические испытания (1) и (2)

Целенаправленная переинтерпретация имеющихся геофизических материалов, реже – проведение работ методами: аэромагнитная и аэродиометрическая съемки, [ГИС]**, аэротепловая съемка (1) и (2)

Аэро- и наземная магниторазведка, грави- и электроразведка, [ГИС], {гамма-спектрометрическая съемка, высокоточная магниторазведка}***, тепловая съемка (1) и (2)
То же и сейсморазведка (2)

Сейсморазведка (КМПВ, малоглубинная), электроразведка (ВЭЗ, ЗСБЗ и др.), [ГИС], {гамма-спектрометрическая съемка, высокоточная магниторазведка}, [ГИС], электроразведка (ВП), тепловая съемка, [ГИС] (ВП, ТМС) – (1) и (2)
То же и электроразведка (КЭП, ДЭЗ, ДЭП) – (2)

Примечание. ГИС – гравиразведка и сейсморазведка; КМПВ – комплекс методов поверхностного взрыва; ВЭЗ – электрозондирование; ЗСБЗ – зондирование становлением в ближайшей зоне; ВП – электроразведка, вызванная поляризацией; ТМС – термометрия скважин; ДЭЗ – дипольное электрозондирование; ДЭП – дипольное электропрофилирование; КЭП – комбинированное электропрофилирование; КС – каротаж скважин; ГК – глубинный каротаж.

Купола с крутопадающим залеганием зон остеклования пород известны в ряде районов, в частности в Закарпатье. Здесь купола сформированы преимущественно кислыми вулканитами, "внешние зоны" которых обычно подвергнуты гидратации, сложены перлитом и так называемыми "купольными брекчиями" общей мощностью до 100 м и более. При построении и анализе рассматриваемой модели следует учитывать, что на поиски вулканических стекловатых пород перспективны в основном зоны развития молодых и сохранившихся древних кислых эффузивов.

Из рассмотрения приведенных физико-геологических моделей вытекает, что при поиске и разведке месторождений вулканических стекловатых пород необходимо шире комплексировать различные методы – собственно геологические, геохимические, геофизические (табл. 3) – с определенным видоизменением такого комплекса на различных подстадиях работ в зависимости от масштабности (детальности) проводимых исследований и характера решаемых задач. Проведение поисковых работ рекомендуется

предварять целенаправленными ревизионными и прогнозно-минералогическими исследованиями (см. табл. 3), материалы которых позволяют уточнять наиболее характерные для каждого региона (района, площади) стратиграфопетрографические, структурно-тектонические, палеогеографические, геохимические и геофизические прогнозно-поисковые критерии (признаки).

При поиске рассматриваемых месторождений рекомендуемые геофизические исследования (см. табл. 3), как правило, должны опережать собственно геологические и геохимические, а аэрофотосъемка и аэромагниторазведка — работы наземными геологическими, геохимическими и геофизическими методами. Большую часть геофизических работ рекомендуется проводить в виде площадных съемок, результатами которых в первую очередь должны являться карты и графики $\Delta T(\Delta Z)$, Δg , p_k , а также материалы трансформаций геомагнитного, гравитационного и геоэлектрического полей. Во всех поисковых скважинах следует выполнять геофизические исследования стандартным для данного района комплексом каротажа.

При разведке месторождений (см. табл. 3) должна возрасти роль собственно геологических методов, особенно горнобуровых работ, а также увеличиваться масштаб, точность и детальность геофизических исследований, в первую очередь скважинных. Наземные геофизические исследования рекомендуется проводить, как правило, только по отдельным профилям на участках сложно построенных геологических разрезов, комплексировав сейсморазведку с различными модификациями электроразведки: ВЭЗ, ЗСБЗ — зондирование становлением в ближайшей зоне, ДЭЗ — дипольное электроразведывание, ДЭП — дипольное электропрофилирование, а при разведке месторождений экстензивного подтипа, связанных с куполообразными вулканогенными постройками, также КЭП. Целесообразно опробовать тепловую съемку (геотерморазведку), электроразведку методом ВП и ГИС в модификациях ВП и ТМС.

Рекомендованные нами комплексы геологических, геохимических и геофизических методов практически еще не опробованы при поиске и разведке рассматриваемых месторождений, что свидетельствует о необходимости проведения соответствующих тематических и опытно-методических работ, в первую очередь геофизических, которые до настоящего времени выполнены в незначительных объемах. Так, в результате электроразведочных работ (КЭП, СЭП, ВЭЗ) на Ташкескенском месторождении установлена определенная дифференциация по проводимости продуктивных и вмещающих толщ, вследствие чего над залежью витрофира, перлита и игнимбрита отмечены отрицательные аномалии ρ_k . К изучению Мухорталинского месторождения привлекались ГИС и методы КС, ГК и КСК (каротаж скользящими контактами) и в одной из скважин по относительно дифференцированной кривой КСК была выделена липаритовая толща [8].

Резюмируя изложенное отметим, что тщательный анализ имеющихся материалов и использование авторами современного аппарата физико-геологического моделирования и понятия о СВК пород позволили им типизировать и схематизировать возможные объекты последующих поисково-разведочных работ. На базе таких построений выработаны ре-

комендации по комплексированию геологических и геохимических методов с геофизическими для отдельных подстанций работ и двух основных подтипов месторождений с целью решения основных задач поиска и разведки месторождений вулканических стекловатых пород. Несомненно, что разработанные модели и рекомендованные комплексы методов в известной мере являются обобщенными, в связи с чем в них потребуются внесение определенных уточнений с учетом специфики строения и петрофизических характеристик пород на конкретных площадях последующих поисково-разведочных работ, а также с учетом результатов тематических и опытно-методических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карапетян С.Г., Меликсетян Б.М. Геохимические особенности перлитов месторождений Армянской ССР//Перлиты. М.: Наука, 1981. С. 97–114.
2. Лебедева Л.И. Вулканические стекла Забайкалья//Перлиты. М.: Наука, 1981. С. 51–70.
3. Ляхович В.В. Геохимия кислых вулканических стекол//Очерки геологической петрографии. М.: Наука, 1976. С. 224–232.
4. Наседкин В.В. Заполнители для легких бетонов (вулканогенные породы): Методические указания по производству геологоразведочных работ на неметаллические полезные ископаемые. М.: Недра, 1974. 72 с.
5. Наседкин В.В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.
6. Наседкин В.В. Основные закономерности формирования месторождений водосодержащих стекол и пути их промышленного использования//Перлиты. М.: Наука. С. 17–42.
7. Веселов О.В., Волкова И.А., Еремин Г.Д. Определения коэффициента теплопроводности горных пород//Тр. СахКНИИ ДВНД АН СССР. 1976. Вып. 4. С. 81–86.
8. Вишневский П.В., Панягина Л.В., Шебалин Н.Я. Поиски и разведка месторождений горнотехнического сырья геофизическими методами: Экспресс-информ. М.: ВНИИ экономики минерального сырья и геологоразведочных работ. 1976. № 2. 89 с.
9. Продайвода Г.Т., Коболев В.П. О некоторых особенностях измерения теплопроводности изверженных горных пород//Сб. науч. работ. Киев. ун-та. 11975. № 11. С. 110–115.
10. Смирнова Г.А. Сырьевые ресурсы перлитов СССР: Экспресс-информ. М.: ВНИИ экономики минерального сырья и геологоразведочных работ. 1977. № 2. С. 1–16.
11. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справ. геофизика/Под ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1976. 527 с.

В.В. НАСЕДКИН, В.Х. НАСЕДКИНА, К.Е. ФРОЛОВА

ОБ ОБРАЗОВАНИИ СУЩЕСТВЕННО КВАРЦЕВОЙ ПОРОДЫ ПРИ МЕТАМОРФОГЕННОМ ИЗМЕНЕНИИ КИСЛОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО СТЕКЛА

Кислые вулканические стекла, которые находятся в толщах в той или иной степени метаморфизованных пород, обычно превращены в агрегат вторичных минералов. Природа последних в общем соответствует тем термодинамическим параметрам, при которых происходит метаморфогенное превращение вулканических пород [1, 4]. Наибольшим распространением пользуется цеолитизация стекловатых пород [2]. При изучении измененных стекол Северо-Востока было отмечено образование по стеклу карбоната, а также гидрослюда и серицита [3]. Характерно, что во всех случаях и в тех, когда процесс изменения стекла протекает достаточно полно, в измененной апостекловатой породе отчетливо заметны признаки первично-стекловатого состояния, которые свидетельствуют о влиянии стекла на процесс кристаллизации метаморфогенных минералов, а также о тех изменениях стекла, которые предшествуют минералообразованию и определяют ту или иную его специфику.

Авторами настоящей работы в Кузнецком Алатау впервые были обнаружены своеобразные кварцитовидные породы с признаками первичного стекловатого состояния в толще эффузивных образований венд-нижнекембрийского возраста. Эффузивные породы, среди которых залегают рассматриваемые образования, не испытали глубокого метаморфогенного изменения, в частности окварцевания. Поэтому интенсивное развитие кварца в породах с признаками первично-стекловатого состояния требовало специального объяснения. Авторы связывают это явление с особенностями изменения стекла, предшествовавшего его метаморфизму на основании сравнительного изучения древних стекловатых пород и глубоко гидратированного пехштейнового перлита.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБРАЗЦОВ

Для исследования были взяты апостекловатые эффузивы и образец глубоко гидратированного стекла, в котором экспериментально была воспроизведена кристаллизация кристобалита, почти полностью заместившего основную массу образца.

Апостекловатые породы Кузнецкого Алатау. Образцы измененных стекловатых пород для исследования были отобраны в северной части Кузнецкого Алатау в пределах рудного поля Кайгадатского месторождения железо-марганцевых руд. Район расположен в Кемеровской области. По тектоническому положению в структуре Кузнецкого Алатау район относится к западной части Кожуховской структурно-формационной зоне. По мнению большинства исследователей, Кожуховская структура представляет собой геосинклинальный трог, выполненный вулканогенной толщей венд-нижнекембрийского возраста мощностью 5000 м

(чумайская свита), которая сформировалась в результате проявления контрастного базальт-риолитового вулканизма. На участке Кайгадатского месторождения развиты отложения среднечумайской подсвиты мощностью более 2000 м. Эта вулканогенная толща сложена переслаивающимися потоками основных и кислых эффузивов, туфов с подчиненными прослоями глинисто-кремнистых сланцев и туфоалевролитов.

Апостекловатые породы, приуроченные к разрезам потоков кислых лав, изучены в скв. 54, 36, 31. В скв. 54 верхняя часть потока сложена измененным перлитом с реликтовой перлитовой отдельностью мощностью 68 м, нижняя часть — метариодацитом мощностью 53,5 м. В разрезе по скв. 31 отмечаются четыре расслоенных потока мощностью соответственно 36, 45, 60, 56 м, которые в верхней части сложены апоперлитовой хлорит-кварцевой породой с хорошо выраженной перлитовой отдельностью, в нижней части — измененным массивным перлитом.

Макроскопические измененные стекловатые породы зеленовато-серые, светло-серые плотные кварцитовидные, под микроскопом представляют собой гранобластовый агрегат мозаично угасающего кварца различной степени раскристаллизации, хлорита и серицита. В массе этих минералов присутствуют включения альбита и кислого олигоклаза. Несмотря на большое развитие кварца, в породах хорошо видна первичная тонкофлюидальная лавовая текстура, которая подчеркивается линейно ориентированными, вытянутыми по флюидальности порами, заполненными кварцем. Редкие вкрапленники представлены олигоклазом, содержащим до 25–27% альбитового компонента.

Характерной особенностью рассматриваемых пород является наличие перлитовой отдельности (Таблица VI). Детали строения перлитовых луковиц определяются распределением кварца, чешуек хлорита, серицита и пылевидного гематита. Размер отдельных перлитовых тел или луковиц колеблется от 0,3 до 1,5 мм. В одном случае хлорит выполняет центральную часть отдельных луковиц, а также тончайшие перлитовые трещинки, оттеняя концентрически-зональное строение тел, в другом — наблюдается равномерно-ритмичное чередование кварца и хлорита. В некоторых образцах имеются признаки перекристаллизации породы: в кварцевом агрегате, а также среди скоплений хлорита по трещинкам развиты хорошо ограненные кристаллы кварца свободного роста, насыщенные тонкодисперсным гематитом. Видно, что кристаллы росли перпендикулярно направлению трещин. Размер кристаллов колеблется от сотых долей миллиметра до 0,5–1,0 мм.

При просмотре шлифов создается впечатление, что кварц — резко преобладающий минерал. Однако по данным химического анализа апоперлитовые породы относятся к типичным низкощелочным риолито-дацитам и риолитам (см. таблицу). В породах отсутствуют признаки вторичного окварцевания: развитие кварца по трещинкам, замещение минералов-вкрапленников кварцем и т.д. Кроме того, кварцитовидные измененные стекловатые породы распространены на всю мощность лавовых потоков. На основании этого можно предположить, что предпосылки для резкого обособления кварца и других минералов в породе при наличии деталей перлитового строения были заложены ранее, в самом стекле до его изменения, возможно, на стадии гидратации. Ниже будут рассмотрены особенности превраще-

Химический состав апостекловатых пород Кузнецкого Алатау (в мас.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	66,29	74,22	72,13	77,21	73,07	77,07
TiO ₂	0,40	0,33	0,35	0,29	0,33	0,33
Al ₂ O ₃	12,93	10,76	12,12	10,01	11,33	10,63
Fe ₂ O ₃	8,07	5,63	5,31	4,69	4,92	3,48
FeO	6,22	4,10	3,71	2,99	3,75	1,65
MnO	0,27	0,11	0,35	0,07	0,27	0,19
MgO	3,70	2,56	1,17	1,52	1,23	0,25
CaO	0,80	0,38	0,45	0,32	0,43	0,78
Na ₂ O	1,54	2,08	3,90	2,36	4,70	5,75
K ₂ O	2,04	0,78	0,95	0,87	0,13	0,02
P ₂ O ₅	0,14	0,04	0,05	0,04	0,07	0,08
П.п.п.	3,37	2,61	1,71	2,14	3,02	0,94
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50

Примечание. 1–5 — апоперлитовые кварцитовидные породы с реликтовой перлитовой отдельностью; 6 — риолит.

ния многоводного стекла (пехштейна) при метаморфизме в аналогичную вышеописанным кварцитовидную породу.

Пехштейн. Вторым образцом, который был взят для изучения, является пехштейн несколько необычного состава и строения. Пехштейн залегает среди субщелочных риолитов, суммарное количество щелочей в которых составляет 9–10% (Западное Забайкалье).

Химический состав пехштейна (в мас.%): SiO₂ — 68,72; TiO₂ — 0,11; Al₂O₃ — 11,42; Fe₂O₃ — 1,31; FeO — 0,36; CaO — 2,50; MnO — 0,3; MgO — 0,08; Na₂O — 2,17; K₂O — 2,71; Cs₂O — 0,18; Li₂O — 0,00; Rb₂O — 0,05; P₂O₅ — 0,02; CO₂ — 0,20; H₂O[–] — 1,2; H₂O⁺ — 9,12; F — 0,16; сумма — 100,62.

Макроскопически пехштейн — вулканическое стекло светло-коричневой окраски с красновато-бурым оттенком порфировой структуры. Содержащие вкрапленников (щелочной полевой шпат, кварц) порядка 10%. В стекле присутствуют вторичные минералы, составляющие 3–5%.

Под микроскопом стекло основной массы прозрачно, имеет слабо-буроватый оттенок. Характерно наличие концентрических трещин перлитового типа. В скрещенных николях вблизи трещин стекло анизотропно. Показатель преломления (1,490–1,493) ± 0,002. Исследованиями на дифрактометре установлена рентгеноаморфная природа стекла.

Вторичные минералы под микроскопом показывают отчетливое агрегатное состояние. В центре агрегата обычно наблюдается зеленый хлоритоподобный минерал. По краям он окружен мелкочешуйчатыми образованиями, в проходящем свете почти бесцветными со слабо-зеленоватым оттенком. На контакте мелкочешуйчатого агрегата и стекла наблюдается каемка опаловидного вещества.

Электронно-микроскопическая реплика, снятая с непротравленного скола, имеет ровную поверхность, характерную для неизмененных стекол. На

ровном фоне стекла выделяются скопления точечных и чешуйчатых минералов. Точечные минералы образуют линейные скопления, вероятно вдоль трещин, и скопления неправильной формы. Точечные минералы также могут быть связаны с концентрическими трещинами. В этом случае могут чередоваться зоны с различной по густоте вкрапленностью точечных минералов. Последние имеют изометричную форму, размер в поперечнике не превышает 0,01–0,1 мкм (Таблица VII, а, в). Агрегат вторичных минералов представлен перистыми образованиями и радиально-лучистыми, приуроченными к трещинам. Размер агрегата в поперечнике может достигать 3–4 мкм (Таблица VII, а, б). При более крупном увеличении видно, что чешуйки имеют изометричную листообразную форму размером до 1–2 мкм. Толщина отдельной чешуйки не превышает 0,1 мкм. Методом микродифракции установлено, что чешуйчатый минерал имеет слоистую структуру. На реплике заметно, что в некоторых случаях чешуйчатый агрегат отделен от стекла реакционной каемкой с ровной поверхностью скола.

Пехштейн был подвергнут обжигу при 700°C в течение 4 ч. При этом произошли следующие изменения. Остаточное количество воды составило 1–1,5%, следовательно, в процессе обжига выделилось порядка 8,5–9% воды. Показатель преломления стекла понизился до 1,483. В поляризованном свете при увеличении 250 стекло сохранило тот же вид, что и до обжига.

При изучении под электронным микроскопом отмечаются резкие изменения в структуре стекла. Поверхность скола стала бугристой (Таблица VIII). Диаметр бугров достигает 0,5–1 мкм. Бугры напоминают слепки с зерен изометричной формы. В дальнейшем мы будем называть их кристаллитами. Кристаллиты довольно равномерно распределены по поверхности образца. Размер их закономерно меняется вблизи агрегата вторичных минералов. Возникает как бы своеобразная зональность. Каждый агрегат вторичных минералов окружен каемкой или зоной, состоящей из кристаллитов размером 0,5–0,8 мкм, т.е. в 2–3 раза превышающих размеры кристаллитов, расположенных на большем удалении от чешуйчатого агрегата. Граница между названными зонами очень резкая (Таблица VIII, б, в). На электронно-микроскопических снимках видно также, что в результате обжига несколько изменилось строение агрегата чешуйчатых минералов (Таблица VIII, в, г). Отдельные чешуйки приобрели расплывчатые контуры, они как бы растворились в окружающей массе. Хорошо заметны реакционные каемки между стеклом и чешуйчатым агрегатом. Ширина каемок достигает 1–2 мкм. Рентгеноструктурными исследованиями установлено, что кристаллиты имеют кристобалитовую природу. На дифрактограммах отмечаются линии с межплоскостным расстоянием 4,00 Å.

ВЫВОДЫ

1. Пехштейн отобран из вулканической структуры Западного Забайкалья, где развиты высокощелочные кислые стекла, в которых $K_2O + Na_2O$ составляет до 9 мас.% при содержании воды 5–6%. Резкое уменьшение содержания щелочей в пехштейне, вероятно, можно связывать с явлениями катионного обмена, т.е. замещения K и Na на водород при гидратации стек-

ла. Возможно, что низкое содержание щелочей в апостекловатой породе Кузнецкого Алатау вызвано также явлениями гидратации стекла.

2. Более ранними исследованиями было показано, что обжиг при 700°C обсидиана, т.е. неизмененного стекла с низким содержанием воды, не вызывает сколько-нибудь заметных изменений даже в случае длительных опытов — продолжительностью до 10 сут [4]. В то же время обжиг пехштейна, образование которого связывается с глубокой вторичной гидратацией стекла, привел к существенным изменениям в образце. Стекло приобрело кристаллитное строение с размером индивидов в десятые доли микрона. Кристаллитное строение наблюдается главным образом вблизи агрегата вторичных глинистых минералов. Более крупные размеры кристаллитов кристобалита отмечаются вблизи трещин.

Сравнительную легкость кристаллизации пехштейна при 700°C по сравнению с обсидианом, вероятно, можно объяснить влиянием воды. По-видимому, вода, проникающая в твердое стекло в результате вторичной гидратации, разрывает связи $\text{Si}-\text{O}-\text{Si}$, и при этом образуются изолированные тетраэдры SiO_4 , окруженные гидратными оболочками. Наибольшая концентрация воды, очевидно, происходит вблизи агрегатов вторичных водных минералов. Этим можно объяснить появление вблизи последних крупнокристаллитных структур.

3. На основании сказанного можно предложить следующий механизм образования апостекловатой хлорит-кварцевой породы Кузнецкого Алатау. В результате глубокой гидратации первичного стекла могло возникнуть стекло с высоким содержанием воды и низким содержанием щелочей, подобное рассмотренному выше пехштейну. При повышении температуры начал кристаллизоваться каркас стекла, состоящий из гидратированных тетраэдров SiO_4 , которые весьма слабо соединялись друг с другом, возможно, через гидроксил. При этом мог образовываться кристобалит, который затем при дальнейшем изменении превращался в кварц.

В результате глубокой гидратации и изменения стекла возникала сложная система, состоящая из глинистого минерала, развитого главным образом вдоль трещин, и глубоко гидратированного стекла. Глинистые минералы могли образоваться частично за счет полностью разрушенного стекла, частично за счет продуктов его гидратации (вынос железа, кальция и магния). Каркас стекла, по-видимому, состоял из тетраэдров SiO_4 , окруженных гидроксильными. Тетраэдры могли быть связаны между собой довольно слабыми связями, возможно, через мостиковый гидроксил.

При повышении температуры до $300-400^{\circ}\text{C}$ вода выделялась из стекла, гидратные группировки разрушались и тетраэдры SiO_4 связывались друг с другом в виде одной из модификаций SiO_2 , возможно, кристобалита. В условиях длительного метаморфизма происходило параморфное превращение кристобалита в кварц. В процессе многократной перекристаллизации с участием водной фазы могли образовываться хорошо ограненные кристаллы кварца. В условиях зеленокаменного изменения глинистые минералы замещались хлоритом и серицитом.

Рассматриваемые изменения стекла нельзя отождествлять с процессом девитрификации в чистом виде, как это делают некоторые исследователи. Вместе с тем стекловатая природа вещества безусловно оказывает влияние на механизм протекающих реакций и в какой-то степени ускоряет эти

реакции. Возможно, этим объясняется тот факт, что стекло не устойчиво при повышенных температурах в присутствии воды и сравнительно легко переходит в агрегат вторичных минералов, таких, как цеолиты и кристобалит или кварц и хлорит, а также в другие ассоциации.

Наличие в метаморфической породе признаков первичного стекловатого состояния весьма важно для понимания процессов минералообразования при ее формировании.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 286 с.
2. Наседкин В.В. Водосодержащие стекла кислого состава, их генезис и изменения // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1963. Вып. 98. 196 с.
3. Наседкин В.В. Кислый вулканизм и водосодержащие стекла Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1983. 100 с.
4. Marshall R.R. Devitrification of natural glass // Bull. Geol. Soc. Amer. 1961. Vol. 72, № 10. P. 1493–1520.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ФОТОТАБЛИЦАМ

Таблица I

Текстуры шунгитовых пород

a — секущая кальцит-шунгитовая жила в полосчатой карбонатной породе. Обр. 96/83, скв. 216, гл. 173 м; натур. вел. Месторождение Зажогоино; *б* — сетчатая текстура массивной шунгитовой породы. Обр. 76/83, скв. 203, гл. 20 м; натур. вел. Месторождение Зажогоино; *в*, *г* — зона окварцевания и трещиноватости в шунгитовой породе: *в* — с зоной сульфидизации в центральной части. Обр. 101/83, скв. 264, гл. 49 м; натур. вел., *г* — секущей сульфидной жилкой. Обр. 69/83, скв. 226, гл. 18 м; *д* — цилиндрические образования шунгита концентрически-зонального строения в гидротермальной кальцитовой жиле. Обр. 54/83; увел. 22. Месторождение Зажогоино; *е* — неровный контакт шунгитосодержащей породы с шунгитом, ассоциирующимся с кальцитом. Обр. 5/83; натур. вел. Нигозерское месторождение

Таблица II

Формы выделения и микроструктуры графитов

a, *б* — формы выделения графита Тасказганского месторождения: *a* — мономинеральное скопление графита, окаймленное тангенциально ориентированными чешуйками графита. Полированный шлиф, увел. 250, без анализатора; *б* — мелкие относительно хорошо кристаллизованные чешуйки. Электронная микрофотография; увел. 6000; *в-д* — микроструктура термически обеззоленного графита: *в* — для ботокольского графита характерны правильные геометрические линии картин муара; увел. 30 000; *г*, *д* — для тасказганского графита характерны меньшие размеры (*г* — увел. 30 000) и сильная разориентация муаровых областей со складками и дислокациями графитовых пластин (*д* — увел. 10 000)

Таблица III

Формы выделения графита

a — чешуйчатый графит в виде рассеянной вкрапленности в графитовом кристаллическом сланце. Полированный шлиф 2853/3, увел. 63; *б* — линзовидные скопления чешуйчатого графита. Полированный шлиф 4173/11, увел. 50; *в* — прожилок крупночешуйчатого графита. Полированный шлиф 4173/8, увел. 50

Таблица IV

Микрофотографии шлифов гипербазитовых пород

a — дунит, внутри кристалла хромшпинели видны включения оливина; увел. 46, николи скрещены; *б* — дунит, лизардитовые шнуры, развивающиеся между зернами оливина; увел. 60, николи скрещены; *в* — развитие чешуйчатого антигорита по трещинкам в серпентинизированном перидотите; увел. 46, николи скрещены; *г* — волокнисто-пластинчатая разновидность хризотила в хризотиловом серпентините; увел. 60, николи скрещены; *д* — антигоритовый серпентинит, вокруг кристалла хромшпинели видна узкая магнетитовая оторочка; увел. 46, николи скрещены; *е* — офит; увел. 46, николи скрещены

Таблица V

Разновидности перлита и шлака (светооптические снимки шлифов)

a — образец пористого перлита с глубины 10 м, видны ориентированные веретеновидные поры; увел. 14,5; *б* — образец пористого перлита с глубины 20 м, мелкие поры равномерно распределены в стекле основной массы; увел. 14,5; *в* — образец вулканического шлака горы Бархатной с округлыми крупными порами правильной формы и содержанием стекла 95%; увел. 55; *г* — окристаллизованный шлак с содержанием стекла 70%, микролиты представлены плагиоклазом; увел. 20, при одном никеле

Таблица VI

Реликты перлитовой текстуры в кварцитовидных породах Кузнецкого Алатау

a — реликтовая перлитовая отдельность в апоперлитовой кварцитовидной серицит-альбит-хлорит-кварцевой породе. Видно сложное строение перлитовых тел, ядра некоторых из них выполнены хлоритом (темно-серое), внешние концентры — кварцем; увел. 50, без анализатора; *б* — хлоритовые агрегаты вдоль перлитовых трещин, остальное — кварц; увел. 125, без анализатора

Таблица VII

Электронно-микроскопические снимки пехштейна

a — агрегаты слоистого силиката (предположительно гидрослюда) вдоль перлитовых трещин. Целлюлозно-угольная реплика, без травления, увел. 2500; *б* — то же при увел. 5000; *в* — зональное строение участков интенсивного изменения вулканического стекла. В центре — агрегат гидрослюда, следующая зона — выщелоченное стекло с точечными выделениями опала. Целлюлозно-угольная реплика, без травления, увел. 5000; *г* — агрегат гидрослюда при увел. 10 000

Таблица VIII

Электронно-микроскопические снимки, снятые с пехштейна после обжига при 700°С

a — фазовая неоднородность, возникшая при обжиге пехштейна: центральная зона — аморфизованная глинистая фаза, внешняя — выщелоченное стекло после обжига. Окружающая масса — агрегат кристобалита. Целлюлозно-угольная реплика, без травления, увел. 2500; *б* — зональное распределение минералов (кристобалита) относительно участка измененного стекла; увел. 5000; *в* — то же при увел. 10 000; *г* — кристаллизация кристобалита вдоль трещинки; увел. 10 000

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
-----------------------	---

Часть I

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ

<i>М.А. Лицарев.</i> Флогопитовые месторождения Юго-Западного Памира, их геология и генезис	4
<i>П.П. Токмаков, Л.В. Звездинская.</i> Изменение параметра c природных Mg-, Са-, Na-форм вермикулита при различной влажности среды	43
<i>Р.В. Лобзова, Л.П. Галдобина.</i> О шунгитообразовании (на примере Карелии)	51
<i>Р.В. Лобзова, А.С. Фиалков, Г.П. Гумилевская, И.М. Юрковский, Ю.А. Шестерин, В.С. Саверченко, А.А. Евстигнеева.</i> Сопоставление графитов Ботокольского и Тасказганского месторождений применительно к производству электрошкетов	57
<i>Р.В. Лобзова, В.И. Горюнов.</i> Графитовая минерализация структуры "Комелан" (Омолонский массив)	66
<i>П.П. Смолин, Т.А. Другалева, С.А. Зорин, В.И. Киселев, М.А. Лицарев, С.К. Фирсанов, А.И. Шевелев.</i> Новые данные по минералогии талька и промышленной тальконосности	72
<i>Л.К. Рязанова.</i> Петрография гипербазитовых пород Баженовского и Саянского месторождений хризотил-асбеста	141

Часть II

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКОГО И ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

<i>В.С. Знаменский, И.Б. Никитина.</i> Генетические типы современных гидротерм и их продукты (Южные Курильские острова)	149
<i>В.В. Наседкин, Т.Н. Соловьева, В.Д. Шевчук.</i> Комплексное Паратунское месторождение вулканического шлака и перлита на Камчатке	199
<i>В.Л. Баданов, П.В. Вишневский, В.В. Наседкин, П.П. Сенаторов.</i> Анализ возможностей использования геофизических и геохимических методов при поиске и разведке месторождений перлита	215
<i>В.В. Наседкин, В.Х. Наседкина, К.Е. Фролова.</i> Об образовании существенно кварцевой породы при метаморфогенном изменении кислого вулканического стекла	226
Объяснения к фототаблицам	232

УДК 553.677.3.549, 623.53

Лицарев М.А. Флогопитовые месторождения Юго-Западного Памира, их геология и генезис // Новые и дефицитные виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1987.

Флогопиты Памира имеют раннепротерозойский (а возможно, даже архейский) возраст и образовались в результате метасоматической переработки древнейших толщ. Установлена точная метасоматическая колонка, в которую входят промышленные флогопиты. Выявлено нахождение в ряде флогопитовых тел высокофористых слюд, которые могут быть использованы в различных областях техники.

Ил. 8. Табл. 7. Библиогр. 33 назв.

УДК 549.623.59

Токмаков П.П., Звездина Л.В. Изменение параметра с природных Mg -, Са-, Na-форм вермикулита при различной влажности среды // Новые и дефицитные виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1987.

Разноионные формы вермикулита оказались технологически различными. Авторами выявлено, что натриевые формы сорбируют воду интенсивнее кальциевых и магниевых, что резко сказывается на величине с решетки вермикулита. Эта важнейшая константа вещества рассматривается авторами как диагностическая и может быть использована как оценка качества вермикулита в рудах.

Ил. 6. Табл. 3. Библиогр. 3 назв.

УДК 553.9; 552.578.3

Лобзова Р.В., Галдобина Л.П. О шунгитообразовании (на примере Карелии) // Новые и дефицитные виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1987.

Гидротермальное воздействие, связанное с вулканогенными процессами, на битуминозные горные породы ряда месторождений шунгита в Карелии ведет к интенсивной переработке углеродистого вещества и переотложению его в пустотах и трещинах в форме шунгита I. Авторы рассматривают процесс гидротермального переотложения углеродистого вещества как важнейший процесс его очистки.

Библиогр. 22 назв.

УДК 553.91; 549.212

Лобзова Р.В., Фиалков А.С., Гумилевская Г.П., Юрковский И.М., Шестерин Ю.А., Саверченко В.С., Евстигьева А.А. Сопоставление графитов Ботогольского и Тасказганского месторождений применительно к производству электродов // Новые и дефицитные виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1987.

Комплексное сравнительное изучение главных разновидностей плотно-кристаллических графитов советских месторождений показало, что по кристаллохимическим особенностям и совершенству кристаллов графит Тасказганского месторождения близок к графитам месторождений Ботогол, считающимся лучшим материалом для производства электродов. Месторождение Тасказган легкодоступно, и его графит много дешевле графита Ботогольского месторождения.

Ил. 1. Табл. 3. Библиогр. 9 назв.

УДК 553.91; 552.161

Лобзова Р.В., Горюнов В.И. Графитовая минерализация структуры "Комелан" (Омолонский массив) // Новые и дефицитные виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1987.

На крайнем северо-востоке нашей страны одним из авторов выявлено новое графитовое месторождение, которое авторы считают весьма перспективным как по высокому содержанию сырья, так и по совершенству кристаллов.

Ил. 2. Табл. 2. Библиогр. 6 назв.

УДК 553.448; 549.623.81

Смолин П.П., Другалева Т.А., Зорин С.А., Киселев В.И., Лицарев М.А., Фирисанов С.К., Шевелев А.И. Новые данные по минералогии талька и промышленной тальконосности // Новые и дефицитные виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1987.

Минерал тальк рассмотрен как комплексная изоморфная смесь с преобладающим магниевым компонентом и примесных компонентов — железного, никелевого и других более редких. Показано, что качество талькового сырья стоит в прямой зависимости от количества примешанных компонентов, в первую очередь окислов железа, резко снижающих диэлектрические свойства и вызывающих окраску тальковой керамики.

На основе теоретического прогноза показана возможность образования месторождений безжелезистого талька на Южном Урале в области развития магнезиальных карбонатов. Поисковые буровые скважины подтвердили высказанный прогноз.

Ил. 14. Табл. 9. Библиогр. 64 назв.

УДК 553.543; 549.623.78

Рязанова Л.К. Петрография гипербазитовых пород Баженовского и Саянского месторождений хризотил-асбеста // Новые и дефицитные виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1987.

Рассматривается теснейшая связь, существующая между микроскопически устанавливаемыми структурными типами серпентинов и наличием в них рассеянного хризотилового волокна, что имеет большое значение для использования серпентина как попутного полезного ископаемого.

Библиогр. 8 назв.

УДК 553.492.6: 553.241.3: 553.7.051.5

Знаменский В.С., Никитина И.Б. Генетические типы современных гидротерм и их продукты (Южные Курильские острова) // Новые и дефицитные виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1987.

Различаются 4 генетических типа термальных вод: I — субнейтральные $\text{Cl}-(\text{HCO}_3)_2-\text{Na}-(\text{Ca})$ -термы регионального типа, разгрузка которых в основном связана с тектоническими и вулканотектоническими нарушениями дочетвертичного фундамента; II — ультракислые $\text{Cl}-\text{SO}_4-\text{Na}-\text{Ca}$, Mg -термы часто с большими концентрациями Al и Fe , собственно вулканогенные глубинного формирования, возникающие в посткальдерный этап развития вулканов преимущественно в связи с новейшей экструзивной деятельностью; III — кислые и субнейтральные $\text{SO}_4-\text{Ca}-\text{Mg}-(\text{Na})$ -термы поверхностного формирования, связанные в основном с дегазацией терм II типа, возникающие при сочетании процессов конденсации вулканогенного пара и растворения H_2S и CO_2 в пресных водах; IV — субнейтральные и слабокислые $\text{SO}_4-\text{Cl}-\text{Na}-\text{Ca}-(\text{Mg})$ -термы смешанного формирования, образующиеся при нейтрализации и окислении терм (II) или смешивании глубинных (I) и поверхностных (III) вод — индикаторы нахождения геотермальных месторождений на глубине. Рассмотрены поверхностная и глубинная минерализация (по данным бурения скважин на о-вах Итуруп и Кунашир) выделенных типов терм в связи с оценкой перспективности гидротермального алунита, серы и глинистых минералов. Показаны различия их по изотопному составу серы, водорода/дейтерия, кислорода и стронция, могущие быть самостоятельными характеристиками генезиса терм.

Ил. 7. Табл. 4. Библиогр. 36 назв.

УДК 553.535; 551.217.24

Наседкин В.В., Соловьева Т.Н., Шевчук В.Д. Комплексное Паратунское месторождение вулканического шлака и перлита на Камчатке // Новые и дефицитные виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1987.

Паратунское месторождение вулканического шлака и перлита расположено в непосредственной близости к городам Елизово и Петропавлоск-Камчатский и уже в связи с этим представляет большой практический интерес. Кроме того, имеющееся здесь перлитовое сырье позволяет получить вспученный перлит весьма высокого качества, применяющийся в различных областях: от фильтроперлитов, используемых в химической промышленности, перлитов – носителей ядохимикатов до строительных перлитов, служащих основой ограждающих и теплоизоляционных конструкций.

Ил. 4. Табл. 4. Библиогр. 15 назв.

УДК 553.535; 550.83

Баданов В.Л., Вишневский П.В., Наседкин В.В., Сенаторов П.П. Анализ возможностей использования геофизических и геохимических методов при поиске и разведке месторождений перлита // Новые и дефицитные виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1987.

До сих пор при разведке перлитовых месторождений применялись только визуальные методы, шурфование и буровые работы. Авторы на основе лабораторных и полевых исследований показывают, что геофизические методы вполне применимы к разведке и поискам месторождений вулканического стекла, особенно легких его разновидностей, таких, как пемза, вулканический шлак. Опытная проверка подтвердила первоначальные выводы авторов.

Табл. 3. Библиогр. 11 назв.

УДК 553.535.57; 553.62

Наседкин В.В., Наседкина В.Х., Фролова К.Е. Об образовании существенно кварцевой породы при метаморфогенном изменении кислого вулканического стекла // Новые и дефицитные виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1987.

Изучение продуктов гидротермального изменения вулканических пород показало, что одним из видов такого изменения является образование весьма чистых кремниевых пород типа гейзеритов, чистота гидротермальных монокварцевых пород позволяет использовать их в качестве кремнистого сырья.

Табл. 1. Библиогр. 4 назв.

**НОВЫЕ
И ДЕФИЦИТНЫЕ
ВИДЫ
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ
ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ**

*Утверждено к печати
Институтом геологии
рудных месторождений,
петрографии, минералогии
и геохимии АН СССР*

Редактор *В.И. Бондаренко*

Художник *А.Д. Ильиш*

Художественный редактор *В.В. Алексеев*

Технический редактор *О.В. Аредова*

Корректор *И.Г. Мартянова*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 35172

Подписано к печати 15.09.87. Т-18618
Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 15,0+0,5 вкл. Усл.кр.-отт. 15,8
Уч.-изд.л. 19,2. Тираж 600 экз.
Тип.зак. 1922. Цена 3 р. 60 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

готовятся к печати:

А.П. Виноградов. Проблемы геохимии и космохимии. Избранные труды. — 40 л. — 6 р. 40 к.

Избранные труды А.П. Виноградова, куда входят фундаментальные работы по распространению химических элементов в земной коре, метеоритах, на Солнце, послужили основанием для разработки оригинальных представлений о происхождении и эволюции вещества Солнечной системы, Земли, ее оболочки. Работы по исследованию внеземного вещества с помощью космических аппаратов привели к принципиально новым идеям, имеющим основополагающее значение в современной космохимии.

Для геологов, геохимиков, космохимиков, планетологов.

А.А. Краснобаев, С.Л. Вотяков, В.Я. Крохалев. Спектроскопия цирконов: свойства, геологические приложения. — 15 л. — 2 р. 30 к.

В синтетических и природных цирконах методами оптической спектроскопии и электронного парамагнитного резонанса исследованы примесные и собственные дефекты структуры, изоморфизм редких земель, элементов группы железа, их электронных аналогов. Выделены типоморфные сочетания спектроскопических признаков для цирконов из уральских гранитоидов разной фациальной принадлежности и пегматитов различного состава, кимберлитов Якутии.

Для минералогов, геологов, геохимиков и петрологов.

Каолины, их минералогия и генезис. — 15 л. — 2 р. 20 к.

Сборник рассматривает природу первичных каолинов крупнейшего в Советском Союзе Велико-Гадоминецкого месторождения и особое поведение в разрезе важнейшего загрязняющего компонента — окислов титана. Изучен генезис вторичных каолинов, огнеупорных глин, кварцевых песков. Большое внимание уделено классификации и оценке практической значимости важнейших заменителей каолина — фарфоровых камней. Вермикулит, его свойства и минеральная природа также составляют объект детального исследования. Рассмотрены природа нижней границы коры выветривания и морфологические особенности, возникающие при размыве кор выветривания.

Для геологов, минералогов, технологов-силикатчиков.

Рудоносность магматических ассоциаций. — 18 л. — 2 р. 70 к.

В книге рассмотрены проблемы рудоносности магматических пород кислого и среднего состава. Затронуты общие вопросы формирования потенциально рудоносных ассоциаций, намечены критерии их выделения. Изложены закономерности распространения некоторых типов оруденения, связанного с проявлениями кислого магматизма на территории Монгольской Народной Республики. Дается обоснование механизма одного из типичных случаев реализации потенциальной рудоносности гранитоидов, сопровождающихся оловянной, вольфрамовой и молибденовой минерализацией.

Для геологов, петрологов и геохимиков.

Г.И. Самаркин, Е.Я. Самаркина. Гранитоиды Южного Урала и проблемы формирования гранитных поясов в складчатых областях. — 20 л. — 2 р. 30 к.

В работе детально рассмотрены основные черты геологии и петрохимии, выделенных на Южном Урале гранитоидных формаций, всесторонне обсуждаются петрографические особенности породообразующих минералов; специально уделено внимание петрогенезису гранитоидных пород, эволюции гранитоидного магматизма и проблеме формирования гранитоидных поясов в складчатых областях.

Для геологов, петрологов и геохимиков.

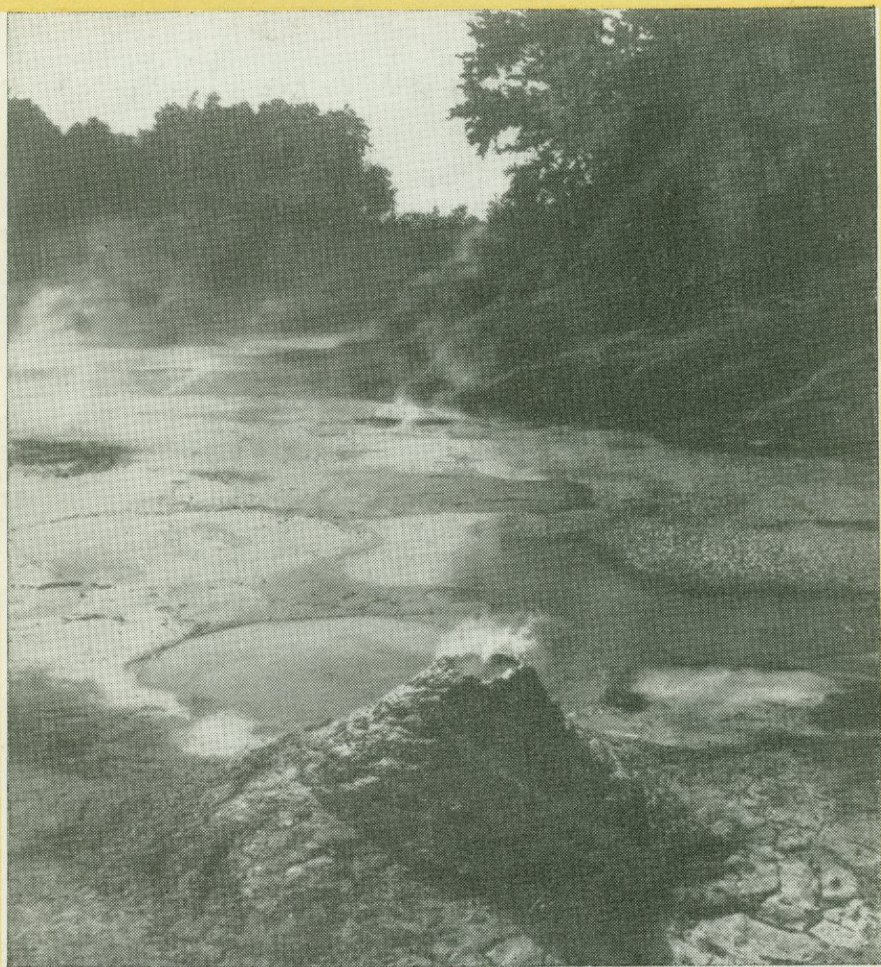
ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ "КНИГА—ПОЧТОЙ":

252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 197345 Ленинград, Петрозаводская, 7; 117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12

3 р. 60 к.

4923

В сборнике рассматриваются полезные ископаемые метаморфических толщ и вулканические гидротермального происхождения. Большое внимание уделено применению вермикулитов, фита, минеральным особенностям талька и серпентина. Отмечена важность выявления и условий образования флогопитовых слюд. Намечены новые пути использования вулканического шлака и пемзы.



«НАУКА»