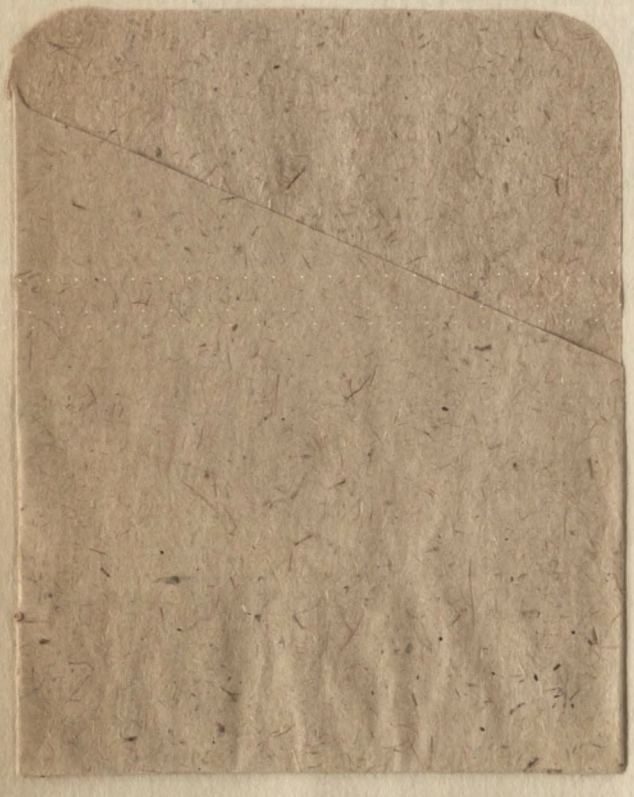
Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЖЕЛЕЗА И ЗОЛОТА

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru



Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ТОМСКИЙ ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМ. В. В. КУЙБЫШЕВА

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЖЕЛЕЗА И ЗОЛОТА

Под редакцией доктора геолого-минералогических наук, профессора Б. М. Тюлюпо

1-729125

НАУЧНАЯ БИБЛИОТЕКА ТГУ

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
Томск — 1988

553.311 553.411
Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Минералогия и геохимия месторождений железа и золота: Сб. статей /Под ред. Б. М. Тюлюпо. — Томск: Изд-во Том. ун-та, 1988. — 134 с. 1 р. 80 к. 500 экз. 1904020000.

В межвузовском сборнике помещены результаты проведенных в последнее время научных исследований по актуальным вопросам рудно-формационного анализа отдельных районов Южной Сибири.

В статьях содержатся многочисленные данные по геологии, геохимии, минералогии и петрографии некоторых месторождений золота, железа и других видов минерального сырья. Рассматриваются некоторые теоретические вопросы рудно-формационного анализа.

Для геологов, занимающихся изучением эндогенных рудных месторождений.

Рецензент — доктор геолого-минералогических наук,
профессор Г. В. Шубин

М $\frac{1904020000}{177\ (012)-88}$ 79—88

© Издательство Томского университета, 1988

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ КАК СРЕДСТВО ГЕНЕТИЧЕСКИХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

И. В. КУЧЕРЕНКО

Представления о геологической и физико-химической сущности рудообразующих процессов выступают в качестве продукта интерпретации той конкретной информации, которая заложена природой в месторождениях полезных ископаемых,— в веществе руд и вмещающих их пород, в пространственно-временных соотношениях и геологической позиции тех и других и т. д. Объяснение получаемых с применением разных методов фактов осуществляется в направлении вскрытия физико-химических условий рудообразования (генетический аспект исследований) и в направлении выяснения причин, обусловивших сами рудообразующие процессы (геологический аспект исследований). Поскольку причины (геологические явления) в значительной степени определяют следствия (физико-химические условия рудообразования), постольку правомерно говорить о существовании причинно-следственных связей между ними и констатировать справедливость заключения С. С. Смирнова [22] о том, что синтетическое выражение накопленных в рудной геологии знаний — классификация процессов формирования оруденения в земной коре, которая по сути своей должна иметь не только теоретическое фиксирующее, но теоретическое и прикладное прогнозное значение, в перспективе должна быть геолого-генетической.

Этот важнейший принцип систематизации знаний в данной области в последние два десятилетия отвергается некоторыми, если не сказать многими, геологами, прежде всего при типизации месторождений полезных ископаемых на формационной основе, т. е. с учетом или при определяющей роли геологических факторов рудообразования. Высказывается мнение, что формационные и генетические классификации должны быть самостоятельными, не зависимыми одна от другой [7,24]. Обоснованием данного подхода служит то, что многие генетические положения гипотетичны и они, как и синтезирующие их генетические классификации, по-прежнему мало что дают для практики прогнозирования и поисков оруденения. В процедуре формационной типизации месторождений получили распространение формальные методы [8,27 и др.], чему способствовали, начиная с середины шестидесятых годов, возросшие возможности применения машинных способов обработки больших массивов информации, в нашем случае — множества объективно существующих, отражающих состав руд и условия их залегания признаков, количество которых в некоторых случаях достигает двухсот и более. Нельзя сказать однако, что накопленный опыт разработки и реализации этого подхода, предполагающего отторжение от рудных формаций генетического содержания, обеспечил крупные прикладные достижения или существенно продвинул вперед теорию. По-прежнему множество формационных классификаций одних и тех же видов полезных ископаемых, в том числе разработанных на основе таких объективных вещественных признаков, как минеральный, элементный состав руд, служит красноречивым свидетель-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ством того, что рациональные приемы формационной типизации оруденения пока не найдены и с повестки дня не снята необходимость дальнейших поисков оптимального пути классифицирования рудообразующих процессов и упорядочения системы знаний таким образом, чтобы эта система, отражая на каждый данный момент уровень теории рудообразования, могла служить прогнозным целям.

Задача остается достаточно сложной в настоящее время и, видимо, останется таковой в ближайшем будущем и может решаться посредством последовательного приближения с использованием достоверного знания. При всей возможной множественности путей достижения этого знания представляется основополагающей аксиомой тезис о том, что причинно-следственные связи физико-химических режимов рудообразования с обусловившими его геологическими явлениями, т. е. весь комплекс факторов рудообразования в их диалектическом единстве,— это оптимальная основа прогнозных построений и прикладных выводов. Актуальность этого тезиса становится очевидней по мере неизбежного теперь и тем более в дальнейшем перехода к прогнозированию глубоко залегающего, не выходящего на дневную поверхность оруденения. Одновременно указанный тезис — основа для совершенствования существующих и разработки новых вариантов типизации полезных ископаемых по условиям их образования.

Общая геолого-генетическая систематика рудообразующих процессов в настоящее время, по-видимому, не может быть создана, прежде всего по причине отсутствия необходимого объема достоверных данных о геологических условиях образования оруденения. Приходится рассматривать как объективную реальность тот факт, что в рудной геологии параллельно существуют и параллельно совершенствуются две системы обобщения информации: генетическая и геологическая. Вместе с тем объективно обусловленная целесообразность слияния в перспективе обеих систем в единую классификацию предполагает общность у той и другой непосредственного основания, т. е. той фактологической базы, на основе которой эти систематики разрабатываются и совершенствуются. Единое непосредственное основание, как отмечалось ранее [14], призвано служить связующим звеном между генетической и геологической компонентами общей геолого-генетической классификации.

Отдельные, даже типовые месторождения мало пригодны для использования их в качестве непосредственного основания вследствие известной индивидуальности каждого из них. Этой задаче могут отвечать некоторые совокупности объектов, заключающие в себе признаки их вещественно-генетической или вещественно-геолого-генетической общности, но лишенные индивидуальных деталей. Для обозначения таких совокупностей целесообразно использовать термин «рудные формации», получивший широкое распространение в рудной геологии, но не имеющий единообразного толкования [22,24 и др.]. Вследствие последнего обстоятельства использование его не влечет за собой нарушение научной этики, тем более что речь пойдет лишь о диктуемой рядом причин смене акцентов в понимании его назначения и содержания.

Как известно, рудная формация в современном понимании синтезирует в себе информацию о вещественном (минеральном или металломинеральном) составе руд и геологических условиях их образования. Существуют два ведущих направления в разработке принципов формационной типизации оруденения — монометальное и полиметальное, объединяемые однако формально аутентичным пониманием сущности рудно-формационных исследований. Согласно первому рудная формация включает совокупность сходных по тем или иным особенностям вещественного состава руд месторождений, как правило, одного полезного ископаемого, образованных в сходных геологических условиях независимо от времени образования. Рудная формация в понимании представи-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

телей второго направления полиметальна, т. е. включает месторождения разных полезных ископаемых, нередко с достаточно широкими вариациями физико-химических режимов отложения минеральных комплексов, но объединяемых общностью геологических условий образования — тектоно-магматических, тектоно-метаморфических и др. В выборе критериев выделения рудных формаций оба направления различаются, таким образом, расстановкой акцентов, что, в частности, определяет их моно- или полиметальный характер. В первом случае ведущее диагностическое значение приобретают особенности вещественного состава руд отдельных видов полезных ископаемых при минимальном, нередко формальном учете геологических условий образования оруденения, во втором — причинно-следственные соотношения рудообразования с конкретными режимами геологического развития земной коры.

Многолетнее применение перечисленных принципов способствовало получению обширной новой информации, но сделало очевидными два положения. Первое заключается в том, что используемые особенности вещественного состава руд не способны обеспечить дискретность формационных групп, это подчеркнули недавно П. А. Строна [24] и Н. В. Петровская [18]. Как выяснилось, причины этого заложены в сложнейших многообразных взаимопереходах, существующих между метально-минеральным составом руд месторождений одних и разных видов полезных ископаемых: вольфрама, олова, молибдена, золота, сурьмы, ртути, урана и др. На ряде конкретных примеров доказываются тесные геохимические связи даже между считавшимися ранее антагонистичными золотом и ртутью [1, 13, 23], оловом и золотом [2, 5, 17], золотом и кобальтом [15, 17] и другими металлами. Второе положение сводится к тому, что предполагавшаяся в прошлом и учитываемая в формулировке рудной формации непременная зависимость вещественного состава руд от геологических условий их образования подтверждается лишь отчасти. Рудообразование конвергентно, а распространенность этого явления достаточно обширна. По данным Д. В. Рундквиста с соавторами, примерно половина из ста проанализированных ими формационных совокупностей месторождений образуются (каждая) в условиях различных геологических режимов [20]. Уже сравнительно давно известна широко проявляющаяся конвергенция магматизма и встала на повестку дня целесообразность отказа при выделении магматических формаций от тектонических режимов их образования и учета лишь породно-петрохимических признаков [11, 12], что не может не сказаться на формационной типизации обширной группы магматогенных месторождений. Конвергенция находит выражение также в отсутствии металлогенической специализации магматических комплексов и в образовании месторождений полезных ископаемых в зависимости от характера внутренней эволюции магматогенно-флюидных рудообразующих систем [3, 6, 21, 25]. Появляются указания на то, что особенностями этой эволюции определяется не только сам факт возникновения оруденения, но и вид полезного ископаемого [19 и др.]. В процедуре выделения рудных формаций как самостоятельных таксономических подразделений все это, естественно, обесценивает диагностическую значимость геологических обстановок формирования месторождений.

Таким образом, причинно-следственные соотношения физико-химических и геологических условий рудообразования оказались значительно более сложными, чем это предполагалось в те годы, когда закладывались основы рудно-формационных исследований в современном их понимании. Оправданная ходом развития науки, прежде всего ситуацией поисков приемлемого варианта в условиях ограниченного объема информации, многовариантность формационных классификаций одних и тех же видов полезных ископаемых вступает сейчас в противоречие с объемом и существом достигнутого рудной геологией знания. Речь идет не

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

о том, что решены все вопросы, а о том, что пришло время вносить коррективы с учетом тех реальностей, которые стали очевидными. Намечаются ведущие методологические принципы, с учетом которых, по нашему мнению, следует строить рудно-формационную таксономическую иерархию, а следовательно, и определять содержание рудно-формационных исследований.

Первый методологический принцип предполагает учет в рудной формации генетической (физико-химической) информации на уровне достигнутого достоверного знания, чем обеспечивается за рудной формацией статус генетической категории и возможность использования ее для решения не только металлогенических, но и генетических задач. Последнее создает также необходимую основу для участия рудной формации в качестве непосредственного основания в геолого-генетической классификации рудообразующих процессов и в генетической ее компоненте.

Согласно второму методологическому принципу рудные формации, как это подчеркивал В. А. Кузнецов [9], должны быть прежде всего средством генетических (и металлогенических) исследований, т. е. обладать такими свойствами, которые позволяли бы систематически использовать их в процессе исследований, например посредством соответствующих систем обобщения накапливающейся генетической и металлогенической информации. Этот принцип исключает декларирование геологических режимов рудообразования как обязательных диагностических признаков рудных формаций, но допускает учет их в качестве информационных. Известно, что в металлогенических построениях возможны два варианта использования рудных формаций. Первый состоит в том, что рудные формации выступают как конечный продукт металлогенических работ, поскольку процедура их выделения включает предварительное изучение, скажем, на конкретной территории, геологических факторов рудообразования, обусловленности его тектоническими, магматическими и другими процессами. Как показывает практика металлогенических исследований, трудно переоценить возникающие при этом сложности и гипотетичность многих выделяемых таким способом рудных формаций в силу общеизвестных трудностей установления связей рудообразования с конкретными проявлениями тектонических режимов, магматизма, метаморфизма, определения источников рудного вещества и т. д. Для конвергентного оруденения, кроме того, такой подход означает, что одни и те же по своей вещественно-генетической сущности месторождения должны быть отнесены к разным рудным формациям и соответственно разным геологическим режимам их образования. Второй вариант, непосредственно следующий из приведенного выше рассуждения, представляется предпочтительным, так как согласуется с анализом существующей ситуации. Он сводится к тому, чтобы рудоносные территории разного масштаба классифицировать по этапам, характеру геологических режимов и типизировать по наборам рудных формаций, свойственных тому или иному этапу и режиму, но выделенных на основе генетико-вещественных признаков. Такой подход реализован, например, в работах В. А. Кузнецова [10], Д. В. Рундквиста с соавторами [20] и др.

С первыми двумя согласуется третий методологический принцип, суть которого заключается в признании геологической формации с набором свойственных ей полезных компонентов в качестве синонима рудной. Другими словами, рудная формация объединяет в себе не фрагменты, а все вещество, созданное завершавшимися рудообразованием геологическими процессами,— это сингенетично оруденелая магматическая, или метасоматическая (эндогенная и экзогенная), или метаморфическая, или осадочная формации. В реализации данного варианта определяющую роль играет то обстоятельство, что большинство содержа-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

щих руды геологических формаций в настоящее время выделено и обосновано именно на базе заложенных в их веществе генетико-вещественных признаков. Особенно впечатляющих успехов удалось добиться в обосновании самостоятельности метасоматических формаций, которые традиционно выделяются посредством углубленного анализа вещества пород, структуры ореолов и физико-химических условий их образования; геологические же обстановки не имеют диагностического значения. Большинство геологических формаций поликомпонентны. Хотя внутренние и внешние механизмы и причины рудной специализации, особенно в части метасоматических формаций, во многом пока не раскрыты, есть основания считать, что она подчиняется конкретным законам. Представляется справедливым и то, что конкретные законы управляют в каждом случае конкретной рудной нагрузкой геологических формаций. Если это так, целесообразно рудную формацию как такеономическую единицу типизации, призванную вскрывать наиболее общие законы образования объединяемой в ней совокупности месторождений, оценивать в ранге геологической формации. Опыт рудно-формационных исследований последних десятилетий подтверждает обоснованность высказанных еще в шестидесятых годах рекомендаций Г. А. Твалчрелидзе о целесообразности ограничения общего числа формаций и расчленения их на более дробные подразделения, а не выделения все большего количества новых рудных формаций, так как «чрезмерное увеличение числа формаций, увлечение детализацией индивидуальных особенностей отдельных районов лишает исследователя верного метода прогнозирования на основании аналогии со сходными более детально изученными рудными районами» [26, с. 148], т. е. приводит к утере основного достоинства формационного метода в металлогеническом анализе — возможности типизировать рудоносные территории вне связи с их возрастным и географическим положением. Такой подход отчасти реализован Г. А. Твалчрелидзе путем выделения пегматитовой, карбонатитовой рудных формаций [26] и И. Г. Магакьяном, в классификации которого [16] участвуют рудные формации редкометальных пегматитов, рудоносных скарнов, олово-вольфрам-молибден-бериллиеносных грейзенов, аллювиальных и морских россыпей. Потребности генетических и металлогенических исследований на монометальном (мономинеральном для неметаллических полезных ископаемых) уровне могут удовлетворяться путем разложения поликомпонентной рудной формации на монометальные (мономинеральные) составные части — рудные субформации. Для случаев конвергентного оруденения могут быть выделены геологические типы месторождений, представляющие составные части субформаций или монокомпонентных рудных формаций и отвечающие конкретным геологическим режимам образования.

С точки зрения рассмотренных соображений рудно-формационные исследования включают операции выделения с систематической по мере получения новых данных корректировки типовых рудных формаций, разработки рациональных путей их классифицирования и дальнейшей корректировки классификаций, изучения принадлежности месторождений, проявлений к типовым рудным формациям и субформациям. Выявление геологических условий залегания и образования этих формационных совокупностей, типизация рудоносных площадей по свойственным каждому этапу их развития наборам субформаций (а возможно, и формаций), поиски общих металлогенических законов составляют содержание металлогенических исследований. Весь комплекс накапливаемых знаний призван также способствовать решению одной из кардинальных проблем рудной геологии — проблемы причин и условий рудной специализации геологических формаций. В таком понимании рудно-формационные исследования естественно вписываются в разработанную Д. В. Рундквистом с соавторами [20] систему специального прогнозно-метал-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

логенического анализа, согласно которой диагностика рудных формаций составляет наиболее ранний этап прогнозно-металлогенических работ.

Таким образом, таксономическая иерархия непосредственного основания генетической классификации рудообразующих процессов, вариант которой предложен ранее [14], включает три уровня. Поддаются систематизации пока два уровня, отвечающие рудным формациям и субформациям. Накопление достоверной информации для квалификации геологических типов и геологических обстановок образования неконвергентных субформаций и формаций обеспечит трансформацию в будущем генетической классификации в геолого-генетическую и создаст необходимые предпосылки для типизации рудоносных территорий разного масштаба по наборам геологических типов, рудных субформаций и формаций в зависимости от геологических условий их развития на каждом этапе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вихтер Б. Я., Шер С. Д. Принципы прогнозирования золотого оруденения (на примере Южного Тянь-Шаня)//Сов. геология. 1982. № 11. С. 53—61.

2. Гаврилов В. И., Онихимовский В. В. Связи олова и золота//Сов. геология. 1982. № 10. С. 63—68.

3. Говоров И. Н. Геохимические циклы олова и типы оловоносных магматических комплексов//Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. М.: Наука, 1973. С. 153—167.

4. Жариков В. А. Физико-химические исследования околурудного метасоматизма//Геохимия. 1982. № 12. С. 1754—1779.

5. Коваленкер В. А. Минералы олова и их парагенезисы близповерхностного золоторудного месторождения//Геол. рудн. месторожд. 1982. Т. 24, № 1. С. 31—41.

6. Коваль П. В., Якимов В. М., Коваль Л. П. и др. Распределение вольфрама в интрузивных породах мезозойских оловянно-вольфрамовых провинций Монголии//Докл. АН СССР. 1985. Т. 285, № 3. С. 682—686.

7. Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. 216 с.

8. Константинов Р. М., Сиротинская С. В. Логико-информационные исследования эндогенных рудных формаций и вариационные ряды рудных месторождений//Проблемы эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1974. С. 68—82.

9. Кузнецов В. А. Рудные формации//Геология и геофизика. 1972. № 6. С. 3—14.

10. Кузнецов В. А. Генетические ряды и серии рудных формаций.//Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент: Фан, 1975. С. 6—15.

11. Кузнецов Ю. А. О состоянии и задачах учения о магматических формациях//Геология и геофизика. 1973. № 8. С. 3—11.

12. Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Поляков Г. В. Систематика магматических формаций по составу//Геология и геофизика. 1976. № 5. С. 3—19.

13. Кузнецов Ю. А., Шаркин О. П., Самойлович Л. Г. О первых находках ртутистого золота//Минералогич. журн. 1982. Т. 4, № 2. С. 72—74.

14. Кучеренко И. В. О генетической классификации рудных формаций//Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. С. 4—16.

15. Лебедев В. И., Тюлькин В. Г. Кобальтовые рудные формации.//Рудные формации Тувы. Новосибирск: Наука, 1981. С. 120—157.

16. Магакьян И. Г. Опыт классификации рудных формаций СССР//Геол. рудн. месторожд. 1967. Т. 9, № 5. С. 35—43.

17. Некрасов И. Я. О соотношении золотого и оловянного оруденения (на примере Северо-Востока СССР)//Геол. рудн. месторожд. 1973. Т. 15, № 3. С. 16—28.

18. Петровская Н. В. Роль минералогии в разработке таксономической системы гидротермальных рудных месторождений//Геол. рудн. месторожд., 1982. Т. 24, № 3. С. 15—27.

19. Попов В. С. Оловорудные и молибденовые провинции и причины их пространственного обособления//Зап. Всесоюзн. минералог. об-ва. 1984. Ч. 113, вып. I. С. 3—14.

20. Рундквист Д. В., Марков К. А., Трофимов В. А. Опыт применения формационного анализа при прогнозно-металлогенических исследованиях //Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 14. М.: Наука, 1985. С. 162—178.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

21. Рябчиков И. Д. Мобилизация вещества флюидами в земной коре и верхней мантии//Критерии отличия матеморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений. Новосибирск: Наука, 1985. С. 64—71.

22. Смирнов С. С. Рецензия на статью П. Ниггли «Систематика магматогенных рудных месторождений»//Изв. АН СССР. Сер. геологич. 1947. № 1. С. 154—159.

23. Степанов В. А., Берзон Р. О. О связях золота и ртути в рудообразующих процессах//Сов. геология. 1983. № 1. С. 54—56.

24. Строна П. А. Главные типы рудных формаций. Л.: Недра, 1978. 199 с.

25. Таусон Л. В., Шеремет Е. М., Антипин В. С. Молибден в мезозойских гранитоидах северо-восточного Забайкалья//Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука, 1972. С. 80—84.

26. Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. М.: Недра, 1966. 176 с.

27. Фоменко А. Е. К методике выделения рудных формаций гидротермальных месторождений по геологическим условиям образования (на основе логико-информационного анализа)//Изв. вузов. Геология и разведка. 1981. № 4. С. 84—91.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ — ОСНОВНЫЕ ВЕЩЕСТВЕННО-СТРУКТУРНЫЕ ЕДИНИЦЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СТРАТИСФЕРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

И. А. ВЫЛЦАН

Развитие геологии, как и естественных наук вообще, характеризуется в настоящее время все возрастающим влиянием теории на практику, сферу материального производства. Именно поэтому как у нас в стране, так и за рубежом придается большое значение опережающему развитию теоретических исследований по всем направлениям наук и в первую очередь фундаментальных. Не стоит в стороне и близкая всем нам геологическая наука, которая в последние годы бурно развивается. Геологии в этом плане отведена особая, первостепенной важности роль — обеспечение минерально-сырьевыми ресурсами экономической базы нашей страны.

В Директивах XXVII съезда КПСС подчеркнута одна из кардинальных задач геологической науки — выявление и изучение закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре. Ускорить практическое решение этой задачи и повысить его эффективность возможно лишь при более интенсивном развитии теоретической геологии. При этом большое значение приобретает учение о геологических формациях, которое позволяет выявить не только конкретные виды геологических тел, являющихся основными вещественными единицами стратисферы, но и закономерности строения формационных рядов. Краеугольным камнем изучения и анализа геологических формаций является распознавание и однозначное их выделение.

Большой вклад в решение этой проблемы, как и вообще в учение о геологических формациях, внесли советские ученые [1, 4, 7—9] и прежде всего М. А. Усов [5], который не только предвидел возможность изучения, но и одним из первых практически сформулировал основополагающие критерии выделения формаций. Ведущим среди них является установление фаз тектогенеза, которые, реализуясь в несогласия, перерывы, отделяют формации друг от друга. «Чтобы не пропустить признаков возможного тектогенеза,— указывал он,— необходимо обнаруживать и регистрировать все существенные перерывы». Так, например, установление тектоноденудационных перерывов может быть подтверждено угловыми несогласиями. В то же время «отсутствие заметного углового несогласия» не дает достаточных оснований для отрицания его, в особенности если осадочные породы представлены различными фациями. Данный тезис имеет и сейчас непреходящее значение при выделении и обособлении геоформаций, поскольку обращает внимание исследователей на существование скрытых несогласий, которые являются или могут быть границами геоформации.

К настоящему времени установлено несколько характерных признаков (критериев), анализируя которые можно обнаружить наличие скрытого несогласия. Первый критерий — это палеонтологические остатки, позволяющие определять относительный возраст отложений до перерыва и после него. Наряду с очевидным достоинством данный критерий

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

имеет и существенный недостаток. Он заключается в том, что не во всех, к сожалению, отложениях удается сравнительно легко обнаружить остатки макро-, и тем более микрофауны даже в палеозойских образованиях — типа горноалтайской серии кембро-ордовика или терригенных отложениях ордовика Западного Саяна, не говоря уже о многих комплексах докембрия.

В подобных случаях [2, 3] имеется не только теоретическая, но и практическая возможность выявить наличие скрытого несогласия методом анализа литологической полноты циклических единиц различного порядка. Для этого используется прием сравнения мощностей аналогов циклических единиц, принадлежащих к телам одного и того же ранга. Выпадение из разреза конкретной по масштабу части или целой единицы подчиненного ранга будет отражаться на мощности ее и указывать на перерыв. Если последний фиксируется в кровле циклостратиграфического подразделения VI порядка, то данное подразделение в рангах формаций будет эквивалентным подформации. Если несогласие установлено в кровле циклостратиграфического подразделения VII порядка (порядки возрастают от мелких тел к крупным), то подобное образование эквивалентно рангу формации. Например, нижняя часть горноалтайской серии одноименного региона в объеме чарышской свиты является такого рода формационным аналогом, так же как и верхняя часть рассматриваемой серии в объеме азратканской свиты и других ее аналогов в Горном Алтае [2].

Второй критерий разграничения формаций в геологических разрезах, подчеркнутый М. А. Усовым,— базальные конгломераты, эти «исключительные по своей точности документы стратиграфо-тектонического анализа». Но М. А. Усов выступил против фетишизации данного критерия, взятого в отдельности, так как далеко не каждая новая формация начинается конгломератами. Накопленный в различных регионах фактический материал показывает, что этот критерий в пределах даже одной структурно-фациальной (и формационной) зоны проявляется поразному. Конгломераты, развитые в бортовых частях синклинорных структур в складчатых областях, например Саяно-Алтайской и других, довольно быстро уменьшаются в мощности, до полного выклинивания, в центральных частях синклинориев. Именно так изменяются мощные, до 200 м базальные конгломераты азратканской свиты (верхняя часть горноалтайской серии) на левом борту р. Чуи у заимки Баратал. Они пространственно тяготеют к периферической зоне, а по мере приближения к центральной части Ануйско-Чуйского синклинория, в районе нижнего течения р. Азраткан севернее с. Усть-Кан, представлены маломощной и мелкогалечной «пуддинговой» пачкой, переслоенной с песчаниками до 5—7 м. Далеко не повсеместно встречаются «пуддинговые» конгломераты в базальной части так называемой ануйской формации среднего ордовика в Горном Алтае. Практически отсутствуют «базальные» конгломераты в отложениях синхронного стратиграфического уровня в западной части Центрально-Саянского синклинория и т. д.

Третий критерий, на который следует обращать внимание согласно М. А. Усову,— это характер контакта формаций. Последний отражает особенности денудационной поверхности, иногда с ясными признаками древнего выветривания. Естественно, что в каждом конкретном случае характер проявления контакта индивидуален. В этом сказывается прежде всего глубина размыва пород подстилающей формации. Поэтому если глубина размыва существенна, то и кора выветривания кровли подстилающих пород в таких условиях сохраниться не может, так как она уничтожается размывом.

Нельзя не упомянуть и о том, что сама шовная линия контакта обнаруживает неправильную, обычно крупную извилистость, нередко с карманами, которая повторяет денудационную поверхность погребенно-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

го рельефа. Таков контакт отложений подчагырской свиты нижнего силура, срезающего под небольшим углом слои подстилающих пород ябаганской свиты верхнего ордовика в Ануйско-Чуйском синклинории. Аналогичная картина наблюдается и в Северо-Минусинской котловине, где основание толтаковской и сарагашской свит среднего девона постепенно срезают под острым углом слои кровли подстилающей шунетской свиты, датируемой нижним девоном, и т. д. Однако возможность обнаружения самого контакта зависит от степени обнаженности, а также искажающего влияния дислокаций и метаморфизма на признаки проявления коры выветривания под перерывной поверхностью [3, 10].

Четвертый критерий, позволяющий устанавливать границы формаций, касается внешнего вида и условий образования граничных отложений, отражающих характер смены фаций. Нормальная последовательная и постепенная смена их в вертикальном направлении указывает обычно на отсутствие существенного перерыва в отложении осадков. Если происходит внезапная смена фаций «без переслаивания их и без промежуточных членов», то это указывает на новую формацию [6]. Именно так соотносятся многие геоформации в различных регионах Сибири, поскольку чаще всего на границах смежных по вертикали разрезов формаций наблюдается резкий переход фаций. Для морских геосинклинальных, например терригенных, формаций это выражается обычно в перекрытии отложений открыто-морских фаций шельфовой зоны, представленных алеврито-глинистыми породами, фациями береговой литоральной или мелководной прибрежной зоны шельфа, сложенных конгломератовыми и гравелито-конгломератовыми типами пород базальной части перекрывающей формации. В других случаях наблюдается резкая смена терригенных алеврито-глинистых осадков открыто-морских фаций шельфовой зоны подстилающей формации на карбонатные отложения рифогенной области шельфовых фаций в перекрывающей формации и т. д. Таковы основные критерии выделения и распознавания геоформаций, сформулированные М. А. Усовым.

К числу вспомогательных критериев, по М. А. Усову, относятся данные литологического метода, анализ фракций тяжелых минеральных компонентов осадочных пород, выявление фациальности магматических пород, фазы состояния эффузивов, ультраосновные интрузивные образования, степень метаморфизма и анализ, чтение геологической карты.

Из сделанного выше обзора основных критериев выделения осадочных формаций совершенно ясно вытекает, что М. А. Усов главное место в этом вопросе отводил обнаружению таких «существенных» перерывов, которые отвечали фазам тектогенеза. Другие критерии являются производными тех самых фаз тектогенеза, выявление которых через данные критерии и осуществляется.

В настоящее время в связи с резко возросшей степенью изученности геологии Сибири и других регионов возникли условия для более широкого использования системного подхода к анализу подразделений стратисферы. Удалось выявить иерархию геологических тел, в том числе и формаций, и существование пропорциональных их объему перерывов [3]. Кроме того, стало известным, что те «существенные» перерывы, о которых писал М. А. Усов, располагаются на границах стратифицированных тел VI и VII порядков, совпадающих с объемами рассматриваемых здесь формаций.

Из определения формации, которое было дано М. А. Усовым, следует, что это комплексы пород «обособленных толщ, все члены которых связаны непрерывною последовательностью образования и которые отделены друг от друга ясными перерывами» [5, с. 2]. Отсюда совершенно очевидно, что М. А. Усову принадлежит также заслуга в привлечении внимания и к внутреннему структурно-вещественному единству и инди-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

видуальности формаций, послуживших позже основанием для их типизации. Как известно, обособление и выделение различных типов геоформаций стало возможным в связи с установлением генетических типов тектонических структур и этапностью в их развитии [4, 10]. Каждому из этапов, стадии в развитии геосинклинальных, например, типов структур соответствуют свои определенные главные типы формаций: спилито-кератофировые, аспидные, карбонатные, флишевые, молассовые, т. е. конкретные генетические типы геоформаций являются овеществленным результатом развития генетических типов структур и взаимодействия таких факторов, как тектонический режим, климат, вулканизм. Для полного цикла тектонического развития геоструктур устанавливаются и соответствующие полные ряды типоморфных геоформаций. Последнее является уже предметом особого рассмотрения.

Таким образом, новое направление в геологии, проложенное трудами М. А. Усова, и сегодня способствует дальнейшему развитию учения о формациях. Оно открыло путь к изучению внутренней структуры формаций, что позволило установить соотношение, иерархию тел внутри и между формациями, выявить формационные ряды и их место в стратисфере земной коры. Историко-геологические типы геоформаций, как и их закономерные ассоциации, дают возможность определять тектонические режимы различных участков земной коры и металлогеническую специализацию конкретных типов геоформаций и в конечном итоге закономерности в концентрации различных видов полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вассоевич Н. Б. История представлений о геологических формациях (геогенерациях)//Тр./ВСЕГЕИ. Сер. новая, 1966. Т. 128. С. 5—35.

2. Вылцан И. А. Осадочные формации Горного Алтая. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1974. 188 с.

3. Вылцан И. А. Методы выявления и оценки продолжительности явных и скрытых перерывов в осадконакоплении//Проблемные вопросы литостратиграфии. Новосибирск: Наука, 1980. С. 132—144.

4. Попов В. И., Запрометов В. Ю. Генетическое учение о геологических формациях. М.: Недра, 1985. 457 с.

5. Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск: Зап.-Сиб. геол. трест, 1936. 209 с.

6. Усов М. А. Фации и формации горных пород//Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата: Наука, 1960. С. 115—119.

7. Хаин В. Е. О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях//Бюл. МОИП, 1950. Т. XXV, вып. 6. С. 3—28.

8. Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения)//Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. XXVII (5). 1952. С. 31—52.

9. Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритных залежей. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Вып. 2. С. 3—8.

10. Цейслер В. М. Геологические формации. Вопросы выделения и тектонического анализа. М.: Наука, 1979. 80 с.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХАЛЬКОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Б. М. ТЮЛЮПО

Выяснение многих вопросов генезиса месторождений минерального сырья невозможно без тщательного анализа особенностей главного рудообразующего элемента, без детального изучения многообразных геохимических процессов его миграции. Руды всегда несут в себе информацию о своем происхождении в виде набора минералов и сочетания петрогенных, металлогенных и рассеянных элементов. При этом определенные сочетания элементов, отношения содержаний элементов с различными геохимическими свойствами закрепляются в момент образования руд и сравнительно незначительно изменяются при процессах пострудного метасоматоза и метаморфизма. Нарушение равновесия наступает лишь при резком изменении физико-химических условий, в частности, когда руды попадают в иную геохимическую оболочку, например из гипабиссальных условий в зону гипергенеза. Геохимические особенности руд определяются свойствами рудообразующего элемента, составом исходных систем, от которых обособляются металлы, энергетическим состоянием и степенью дифференциации этих систем в момент обособления металлов, а также физико-химическими и геологическими условиями локализации руд. Особенно большое влияние на геохимические особенности руд оказывают глубины зарождения рудообразующих растворов и отложения из них рудных минералов. Из физико-химических факторов наиболее важным надо считать кислотность-щелочность, окислительно-восстановительный потенциал, концентрацию отдельных элементов, содержание летучих (C, S, O_2, Cl, F, CO_2, H_2 и др.) и щелочей (Na, K) в рудообразующих растворах. В ряде случаев на процесс осаждения металлов оказывают существенное влияние механические и физико-химические особенности вмещающих пород.

Анализируя геохимические условия формирования месторождений любых металлов, необходимо прежде всего выяснить источник рудообразующих элементов. Если для большей части литофильных редких элементов (Zi, Be, W, Mo, Ta, Nb и др.) наиболее вероятен кóровый источник и тесная связь с гранитоидным магматизмом,то для халькофильных и сидерофильных элементов источником надо считать мантию или базальтовый слой, и связаны они генетически или парагенетически, а иногда и структурно-парагенетически с производными основных и ультраосновных расплавов. Для большей части халькофильных элементов характерны ионы с восемнадцатью электронами на внешнем слое (тип «купро»), невысокий атомный объем, высокая поляризационная способность и электроотрицательность. Все это обусловливает связь их катионов с наиболее легко поляризуемыми крупными анионами S^{2-}, с которыми они дают прочные соединения с ковалентной связью. Многие из халькофилов имеют повышенный потенциал ионизации и склонны к выделению в самородном состоянии. Халькофильными элементами являются также никель и кобальт, хотя атомы их относятся к промежуточ-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ному типу (семейство железа) и проявляют отчетливые сидерофильные свойства.

Геохимические свойства халькофилов подробно рассмотрены в работах [34, 35]. Халькофилов больше содержится в основных породах, чем в кислых. Многие месторождения цветных металлов парагенетически и отчасти генетически связаны с производными базальтовых и ультраосновных расплавов и тяготеют к разломам глубокого заложения, поэтому источником металлов надо считать значительные глубины, где возможно существование даже самостоятельных очагов сульфидных расплавов. Ф. К. Шипулин считает, что месторождения халькофилов могут быть связаны с гипабиссальными интрузиями основного состава и с малыми интрузиями, которые по химическому составу в целом являются промежуточными между базальтами и гранитами, а по отношению $MgO : FeO$ — базальтами и андезито-базальтами.

При оценке потенциальной рудоносности базитовых и ультрабазитовых пород необходимо исходить из того, что образование промышленных месторождений связано с процессами дифференциации базальтовых магм с определенным соотношением основных окислов ($MgO : FeO$, $CaO : Fe_2O_3$). Для рудоносных интрузивов характерны обычно более низкая кремнекислотность и повышенная щелочность, чем для типовых пород.

По величине энергии связи с простыми анионами халькофилы образуют промежуточную группу между более сильными по энергии связи с кислородом катионами-комплексообразователями и более слабыми катионами, входящими во внешние сферы силикатных и алюмосиликатных комплексов. В соответствии с принципом Ле-Шателье их сильные экзотермические соединения образуются еще на ранних стадиях остывания расплава, но из-за низких температур плавления, незначительной концентрации, ничтожных коэффициентов активности на протяжении всего периода кристаллизации они сохраняются в жидкой фазе, проявляя тенденцию к накоплению в основных и тяжелых дифференциатах.

В зависимости от соотношения сильных и слабых катионов в расплаве и наличия серы и галоидов может иметь место рассеивание или концентрация халькофильных элементов. При недостатке серы и летучих они могут входить в виде изоморфной примеси в железомагнезиальные силикаты или образовать собственные акцессорные минералы. В кислых магматических дифференциатах халькофильные элементы накапливаться не могут, так как преобладающие в них сложные трехмерные решетки полевых шпатов и кварца с высокой поляризацией «мостикового» кислорода не дают достаточного места для изоморфного замещения их собственных катионов. Вместе с тем при недостатке серы в расплаве халькофильные элементы проявляют способность к соединению с анионами хлора, фтора, бора, гидроксилом и при наличии щелочей выносятся из магматической системы.

При наличии в расплаве серы сильно экзотермические сульфидные соединения образуются еще на ранних стадиях охлаждения расплава. Это связано с тем, что энергия кристаллических решеток ряда соединений халькофилов примерно такая же, как у сходных соединений кальция и магния, но больше, чем у щелочных металлов, алюминия, кремния, железа. В процессе кристаллизации расплавов халькофилы остаются в породах в виде рассеянных сульфидов или путем коалесценции образуют сульфидные расплавы, обогащенные летучими и остающиеся длительное время в жидкой фазе после выпадения в твердую фазу породообразующих минералов. При относительно высоком содержании в расплаве щелочей имеет место образование комплексных соединений халькофилов с серой, галоидами и другими аддендами. Таким путем возникает возможность миграции халькофилов в щелочных растворах на значительные расстояния и отложение металлов на геохимических барь-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://www.lib.tsu.ru

ерах при окислении, подкислении и разбавлении ювенильных растворов.

Источники металлов и серы в ряде случаев могут быть различные. Сера может быть ювенильной (почти всегда в месторождениях Sb и Hg), может поступать из автономных источников или из вмещающих пород. По мнению В. И. Виноградова [9], резервуарами и долгодействующими генераторами сульфидной серы являются подкоровые очаги Земли, и в подавляющем большинстве случаев изотопные данные не подтверждают участия осадочно-диагенетической серы в образовании даже стратиформных месторождений. Он доказывает, что «пока не известно месторождений, которые по геологическим и изотопным данным определенно заключали бы осадочную серу. В большинстве случаев изотопные данные прямо противоречат этому» [9, с. 47]. Иногда наблюдаемый широкий спектр значений содержаний изотопов серы сульфидов связан с включением в таблицы серы диагенетических пиритов вмещающих пород и замещение рудными элементами биогенных осадочных сульфидов сланцев. Кроме того, в природе широко распространены явления фракционирования серы и образование сульфатной серы за счет окисления первичной ювенильной серы и сульфидов. В последние годы многие геохимики приходят к выводу о невозможности судить о первичном генезисе серы по ее изотопному составу [29]. Многие вариации в отношении стабильных изотопов в рудоносном флюиде были обусловлены реакциями, протекающими в нем, а также между флюидами и породами, через которые они проходили. Особенно большое значение при фракционировании изотопов имеют изменения окислительно-восстановительного потенциала и кислотности-щелочности. В этих реакциях могут принимать участие сульфатредуцирующие бактерии, широко распространенные и активные в сильно соленых водах.

В зоне гипергенеза сульфиды оказываются неустойчивыми и при их окислении образуются сульфаты, растворимость и подвижность которых весьма различны ($CuSO_4$—230,5 г/л, $ZnSO_4$—580, $PbSO_4$—0,04 г/л и т. д.). Однако мигрировать эти растворимые соединения могут на весьма незначительное расстояние, пока кислотность растворов вследствие взаимодействия их с вмещающими породами не снизится. Понижение кислотности растворов неизбежно ведет к гидролизу сульфатов и осаждению металлов. Осаждению халькофилов способствуют и тонкодисперсные продукты, широко распространенные в зоне гипергенеза. Только некоторые устойчивые минералы (касситерит, киноварь и др.) могут накапливаться в россыпях.

Выпадение сульфидов в твердую фазу в водных бассейнах возможно только при содержании металлов не менее $n \cdot 10^{-3}\%$. В морских и иловых водах концентрации халькофилов не превышают $n \cdot 10^{-6}\%$, что исключает возможность их осаждения даже в виде труднорастворимых солей. Вместе с тем не исключено влияние вмещающих пород и вод глубинных водоносных горизонтов на осаждение металлов, особенно при образовании стратиформных месторождений. Формирование пластообразных залежей может быть связано с поступлением ювенильных растворов, несущих металлы, в водоносные горизонты, которые насыщены или даже пересыщены солями, о чем свидетельствует обилие хлоридов или углекислоты во включениях минералов. Возможно, в таких водоносных горизонтах присутствует и сульфатная сера, в том числе и сульфаты океанического происхождения.

Высокая концентрация тяжелых металлов имеет место в водах осевой части рифтовой долины Красного моря. Из горячих рассолов в некоторых впадинах Красного моря образовался слой черных сульфидов цинка, меди и железа мощностью больше метра. В этих условиях поступление металлов происходит по разломам из глубин и в спокойных условиях, без волнений и течений, на большой глубине и концентрация

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

халькофилов оказывается достаточной для пересыщения воды и выпадения сульфидов в твердую фазу. В целом же в экзогенных условиях имеет место рассеивание халькофильных элементов в отличие от петрогенных элементов с промежуточными свойствами и литофильных.

При выяснении особенностей поведения халькофилов при процессах метаморфизма надо иметь в виду, что сульфиды представляют собой труднорастворимые продукты природных химических реакций, идущих в условиях относительно высоких температур и давлений, характерных для зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Природные метаморфические соли-растворители имеют при этом слабо щелочную реакцию и оказываются слабо агрессивными, система сульфид-метаморфические воды будет равновесной. Растворение и переотложение рудных минералов возможно только при наличии высококонцентрированных расплавов-солей, которые могут возникать в зонах локального приразломного ультраметаморфизма.

Для уточнения сформулированных выше положений рассмотрим опубликованные данные по геохимии никеля и ртути. Вопросы геохимии никеля рассматривались И. И. Эдельштейном, Э. Н. Елисеевым, А. А. Глазковским, М. Н. Годлевским и многими другими геологами.

Никель находится в VIII группе периодической системы и принадлежит к триаде Fe — Co — Ni. Порядковый номер — 28, атомный вес — 58,71, известно 5 его изотопов, главные из которых Ni^{58} (68%) и Ni^{60} (26,2%). Атомный радиус — 1,24Å, ионный радиус — $RiNi^{2+}$—0,74Å. Температура плавления 1452°, удельный вес — 8,9. Атомы никеля относятся к промежуточному ряду с недостроенными внутренними уровнями и двумя электронами на внешней оболочке, поэтому никель имеет сидерофильные, халькофильные и литофильные свойства при более сильном проявлении в эндогенных условиях халькофильных свойств и в экзогенных условиях — литофильных.

Поскольку кристаллохимические свойства никеля подобны свойствам железа, кобальта и особенно магния ($RiMg^{2+}$=0,78Å), в эндогенных условиях (при отсутствии в расплавах серы) никель охотно замещает в минералах магний, кобальт и менее охотно — железо. Наиболее высокое содержание никеля установлено в магнезиальном оливине (NiO до 0,50%). Среднее содержание никеля в оливинах ультраосновных пород оценивается в 0,26% (0,33% NiO) [1]. Оливин перидотитов содержит в 2 раза больше никеля, чем оливин габбро. Содержание изоморфного никеля возрастает в ряду: энстатит—бастит—хризотил—антигорит→лизардит→оливин→магнетит. При процессах аллосерпентинизации основная часть изоморфного никеля входит в решетку антигорита, а часть переходит в образующийся при этом магнетит (до 0,61% NiO), что связано с изменением фугативности кислорода [36]. В экзогенных условиях наиболее отчетливо проявляется изоморфизм Ni с Mg, так как железо и кобальт в окислительной обстановке меняют валентность и поэтому у них изменяется величина ионного радиуса, поляризационные и другие свойства.

Кларк никеля для земной коры — $5{,}8 \cdot 10^{-3}$%. Наиболее высокое его содержание характерно для ультраосновных ($1{,}2 \cdot 10^{-1}$%) и основных изверженных пород. В гранитоидах содержание никеля на порядок ниже кларкового ($8 \cdot 10^{-4}$%). В то же время отношение Ni : Co в ультраосновных породах равно 6 : 1, а в кислых — 1,6 : 1 [12]. Никель в основных и ультраосновных породах может присутствовать не только в виде изоморфной примеси в магнезиально-железистых силикатах, но и в виде сульфидов. Соотношение между силикатным и сульфидным никелем в интрузивных породах колеблется в широких пределах и зависит от состава магм, содержания в них ювенильной и ассимилированной серы. Производные ультраосновных расплавов содержат никель преи-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

мущественно в форме изоморфной примеси в оливине и пироксене, в них общее содержание никеля определяется содержанием его в мантии (0,3—0,4% NiO). Сульфидная форма нахождения никеля характерна для производных базальтовых расплавов. Общее содержание сульфидов в них прямо пропорционально содержанию серы в расплаве. Рудоносные интрузии недонасыщены серой, рудоносные содержат ее в количествах, превышающих предельно возможные для гомогенного расплава [4], и все-таки даже в рудоносных массивах доля силикатного никеля достигает 15—20% от общего содержания никеля в массиве. При этом силикатный никель сосредоточен в основном в породах верхних горизонтов массива, где отсутствуют рудные залежи [17].

В природных расплавах главной формой нахождения серы является сульфидная (S^{2-}), так как в них при температуре 1100—1300° С парциальное давление кислорода меньше (10^{-7}—10^{-10} атм) необходимого для существования сульфатной серы (больше 10^{-6}атм) [5]. Кроме того, сера из-за большого ионного радиуса ($RiS^{2-}=1{,}86$Å) не может замещать кислород ($RiO^{2-}=1{,}4$ Å) в силикатных и окисных минералах, почти нерастворима в них и стремится к образованию самостоятельной сульфидной фазы. Самостоятельные сульфидные расплавы формируются еще в мантии при P=63 кбар и t=1700° С [21]. Поскольку никель имеет бо́льшее сродство с серой, чем железо, реакция серы с сиботаксисами железомагнезиальных силикатов приводит вначале к выделению сульфидного никеля, а затем сульфида железа. Происходящее при этом окисление Fe^{2+} объясняет положительную корреляционную связь между Fe^{3+} и сульфидным никелем в рудоносных интрузиях и отрицательную связь Ni с Mg и Fe^{2+}. В безрудных гипербазитах никель имеет положительные корреляционные связи с Mg^{2+} и Fe^{2+} и отрицательную с Fe^{3+}. Положительная связь Ni с Fe^{3+} установлена и в серпентинитах [15].

Изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых руд в среднем близок к сере метеоритов. По данным Л. Н. Гриненко [16], не обнаружено различий в изотопном составе серы сульфидов в зависимости от минерального вида, условий залегания и генетического типа руд. Исключение составляют руды Норильского района, в которых наблюдается значительное обогащение изотопом S^{34}, но вариации изотопного состава серы имеют несистематический характер. А. П. Виноградов и Л. Н. Гриненко [7] объясняют это ассимиляцией расплавом осадочных сульфатов из гипсангидритовых пластов девонской вмещающей толщи. При этом имело место восстановление сульфатной серы до сульфидной формы и гомогенизация с магматической серой. Доля ассимилированной серы колеблется от 30 до 50%.

Образование промышленных концентраций никеля в эндогенных условиях связано с процессами ликвации силикатных магм с отделением сульфидных расплавов. Растворимость сульфидов в силикатных расплавах сравнительно невелика и в зависимости от температуры, химизма расплава, содержания железа, щелочей и летучих не превышает 8%. По экспериментальным данным предельная растворимость серы в базальтовом расплаве при 1200° С составляет всего 0,15% [5]. Ликвация может начинаться задолго до начала кристаллизации породообразующих минералов вследствие уменьшения растворимости сульфидов при понижении температуры, потере летучих в результате подъема магмы в верхние горизонты земной коры, при взаимодействии серы с железом ($FeO+S^{2-}\rightleftarrows FeS+O^{2-}$). Некоторые геологи [4, 19] полагают, что возможна абиссальная ликвация в глубинном или промежуточном очаге. Доказательством глубинной ликвации служит исключительно высокое содержание серы в рудоносных интрузивах, во много раз превышающее предельно допустимое для подобных расплавов (Талнахское —1,62%).

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

В Аллареченском месторождении Кольского полуострова сульфиды занимают почти половину объема интрузива. Ликвация in situ может дать только убогие вкрапленные руды [4].

В Западной Австралии и Канаде известны крупные месторождения сульфидных медно-никелевых руд, связанные с мощными покровами ультраосновных лав (коматиитами). Так, в месторождении Камбалда (Западная Австралия) с общими запасами никеля в 3 млн. т линзовидные и пластообразные залежи сульфидных руд локализованы в нижней части покровов ультрабазитовых лав или на контакте их с подстилающими толеитовыми базальтами. Здесь наблюдается тесная пространственная ассоциация оруденения с горизонтами кремнисто-железистых осадков и пиритизированных сланцев, переслаивающихся с лавами в пределах рудоносной части разреза. Сплошные руды имеют пирротин-пентландитовый состав и содержат локальные скопления (до 4 м мощности) миллерита. Содержание меди весьма незначительное [23, 37]. Подобные примеры свидетельствуют о наличии на глубине самостоятельных сульфидных расплавов.

Ход ликвации и полнота отделения сульфидов зависят от направления общей дифференциации магмы. Наиболее благоприятна кристаллизация с постепенным убыванием железа в расплаве (норильский тип). В интрузиях скаергардского типа ликвация не ведет к образованию промышленных скоплений сульфидов. Процессу ликвации способствуют спокойный тектонический режим, дифференциация расплавов в жестких консолидированных структурах после завершения главной складчатости.

Состав сульфидного расплава, образующегося при ликвации, зависит прежде всего от состава первичного мантийного вещества, при постадийном расплавлении которого образуются магмы. М. Н. Годлевский и А. П. Лихачев [13] считают, что мантийное вещество имело состав, близкий к составу хондрита или пиролита, и содержало сульфидную фракцию. Первоначальное плавление вещества мантии сопровождается образованием относительно низкотемпературных бессульфидных базальтовых магм (MgO меньше 8%). При повышении температуры имеет место выплавление сульфидоносных магм (MgO=8—30%), причем при более низких температурах в расплав переходит существенно медная часть сульфидов (MgO=8—10% — курейский тип интрузий, с Ni : Cu = =1,3÷4). При средних температурах (MgO=10—15%) в расплав переходят все сульфиды и образуются месторождения норильского типа (Ni : Cu=1 : 1 : 2,5). Дальнейшее плавление дает более высокотемпературную рудоносную магму (MgO=15—30% — докембрийские интрузии, Ni : Cu=2÷10 : 1). Таким образом, наиболее крупные и богатые скопления ликвационных сульфидных руд образуют средне- и высокотемпературные магмы. Выделению сульфидоносных расплавов должно предшествовать поступление из мантии больших масс бессульфидных или слабосульфидных магм базальтового состава. Самые высокотемпературные расплавы (MgO больше 30%) оказываются бессульфидными и содержат хром, платину и силикатный никель [22]. Перидотиты и пироксениты, являющиеся составной частью дифференцированных рудоносных интрузивных комплексов, обычно содержат больше 0,4% TiO_2, что не позволяет их считать производными ультраосновных магм.

Поступление сульфидных расплавов в верхние горизонты земной коры и кристаллизация сульфидов носили стадийный характер и осуществлялись в течение длительного времени после перехода породообразующих силикатов в твердую фазу. Д. В. Полферов [28] пришел к выводу, что кристаллизация сульфидов начинается при 1200—1000° С вместе с оливином, пироксеном и плагиоклазом, но основная масса их выпадает в интервале температур 900—500° С, причем пентландит начинает кристаллизоваться при 610° С, но главная его масса образуется в интервале 575—300° С. Парагенезисы пирротин+халькопирит образуются при

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

600° С, пирротин+пентландит—при 600—500° С, а халькопирит+кубанит — при 450° С. Несомненно осуществлялась дифференциация сульфидного расплава и на месте его возникновения и на месте его становления. Она шла в направлении обогащения расплава щелочами, кальцием и летучими. М. Н. Годлевский [14] считает, что на заключительной стадии кристаллизации «сухой» сульфидный расплав превращается в щелочной расплав-раствор, насыщенный комплексными соединениями типа $A_2S_x \cdot nMeS$, где A — Na, K..., а Me — Ni, Fe, Co, Cu. Дальнейшая эволюция этой фазы приводит к появлению гидротермального раствора. Эти выводы подтверждаются наблюдениями на месторождениях, многостадийностью их формирования, наличием типичных гидротермальных парагенезисов. С сульфидами никеля и меди нередко связано повышенное содержание селена и теллура (до 230 г/т в талнахитовых рудах Талнахского месторождения). Se и Te, как и платиноиды, накапливаются в наиболее поздних, существенно медных рудах [18]. К поздним минералам ликвационных месторождений относятся также золото, серебро, минералы Zn, Co.

Образование промышленных месторождений медно-никелевых руд связано с процессами дифференциации базальтовых магм, содержащих MgO от 10 до 30%. Магмы с более низким содержанием MgO при кристаллизации могут сформировать месторождения титана, а с более высоким — месторождения хрома. Для никеленосных интрузивов характерны более высокие значения коэффициента b и менее высокие—коэффициентов n, t, a : c по сравнению со значениями коэффициентов типовых пород. В них отмечается повышенное содержание Ni, S, H_2O, Cu, Co [28].

При постмагматических процессах, связанных с более кислыми дифференциатами базальтовой магмы, из растворов выделяются сульфиды, сульфоарсениды и арсениды и диарсениды никеля и кобальта (никелин, миллерит, хлоантит, полидимит, герсдорфит и др.). В этих условиях важную роль играет мышьяк, с которым никель охотно соединяется. Характерной чертой постмагматических концентраций никеля является их многокомпонентный состав (Ni, Co, Cu, Ag, Bi, Au, U) и непостоянство отношения Ni : Co даже в одном рудном поле. Месторождения этого типа невелики по масштабам и разрабатываются с целью извлечения кобальта.

Интересно поведение никеля при метаморфизме. В 1961 г. Г. Куллерудом была разработана гипотеза сульфуризации, сущность которой состоит в образовании сульфидного расплава при воздействии на раскаленные (T=1000—800° С) ультраосновные породы расплава чистой серы. Экспериментально доказана возможность перехода силикатного никеля в сульфидный и при участии содержащих серу гидротермальных растворов. Процесс сульфуризации, в понимании Г. Куллеруда, может идти только в абиссальных условиях, и образующиеся сульфидные расплавы должны содержать все халькофильные металлы исходных пород. Однако в возникающих при кристаллизации этих расплавов рудах соотношение металлов не соответствует их соотношению в ультраосновных породах, почти не содержащих меди.

Переход силикатного никеля в сульфидную форму широко распространен в гипербазитах геосинклинальных складчатых зон. На эти гипербазиты в орогенный этап воздействуют содержащие серу флюиды, возникающие в связи с интенсивным развитием гранитоидного магматизма. В результате в серпентинизированных гипербазитах возникает рассеянная вкрапленность миллерита и других сульфидов, а иногда образуются даже более или менее значительных размеров тела пирротин-пентландитового состава. Особенно распространены такие скопления на Южном Урале (Халиловский, Байгускаровский, Кемпирсайский массивы). Это типичные высокотемпературные гидротермально-метаморфи-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ческие парагенезисы с отношением Cu : Ni = 1 : 50. Возможность растворения и переотложения сульфидов железа, никеля и меди при процессах метаморфизма вызывает сомнение, так как они весьма плохо растворимы. Этот процесс возможен только при участии расплавов солей (NaCl, KCl, NH_4Cl, Na_2CO_3 и др.), которых нет в известных месторождениях. При метаморфизме сингенетических руд устанавливается локальная дисульфидизация (пиритизация, бравоитизация), сопровождающаяся частичным выносом железа и никеля,ограниченное замещение сульфидов магнетитом, виоларитом и валлеритом. Отчетливо проявляются катаклаз и бластез в сульфидных рудах. При интенсивном динамометаморфизме образуются «матовые» руды, гипидиоморфно-зернистая структура переходит в гранобластовую, зерна пирротина и пентландита расплющиваются и приобретают параллельную ориентировку, образуются двойники растяжения и давления в пирротине, гексагональный пирротин переходит в моноклинный [28].

В экзогенных условиях в связи с изменением физико-химических условий сульфиды оказываются неустойчивыми и легко окисляются, особенно пентландит, пирротин и халькопирит. При этом вследствие разных значений pH гидролиза железа (4,5), меди (5,4) и никеля (6,7) происходит частичное разделение этих элементов. Различие в подвижности никеля и железа усиливается переходом закисного железа в окисное (pH гидролиза $Fe^{3+} = 2{,}4$). Образующиеся при окислении сульфаты железа и никеля хорошо растворимы, но сульфат Fe^{2+} вначале переходит в сульфат Fe^{3+} и быстро гидролизуется, образуя лимониты железной шляпы, а сульфат никеля (растворимость 274,8 г/л) имеет возможность мигрировать на значительные расстояния и при отсутствии осадителей выносится. Происходит выщелачивание никеля из рудных тел. Карбонаты не осаждают никель из растворов, потому что при взаимодействии с ними образуются растворимые бикарбонаты $Ni(HCO_3)_2$. Задержка никеля в зоне окисления может происходить путем адсорбции его тонкодисперсными продуктами коры выветривания — глинами, халцедонами, псиломеланом, гидроокислами железа. При наличии минералов мышьяка в рудах происходит образование аннаберрита, который чаще всего наблюдается в зоне окисления гидротермальных никель-кобальтовых месторождений вместе с эритрином.

Концентрация никеля в коре выветривания осуществляется при изменении гипербазитов складчатых поясов. В этих гипербазитах никель присутствует в незначительном количестве (доли процентов), в основном в силикатной форме. Подвижность никеля в коре выветривания полного профиля меняется от инертного поведения в зоне выщелачивания через относительно подвижное в зоне нонтронитов до подвижного в зоне охр. В линейных корах выветривания никель оказывается вполне подвижным также и в зоне нонтронитизации [11]. При выветривании ультраосновных пород происходит интенсивный гидролиз силикатов, их разложение. При этом многие основания (Mg, Ca и др.) переходят в раствор и выносятся в более глубокие горизонты или с потоками грунтовых вод за пределы массивов. Выносится и часть кремнезема. В раствор переходят железо, никель, кобальт, марганец и другие металлы. Однако содержание этих элементов в грунтовых водах весьма невысокое. Общая минерализация вод в коре выветривания серпентинитовых массивов не превышает 230 мг/л, а среднее содержание никеля — 0,2 м/л. Никель переносится в виде бикарбоната, так как воды всегда содержат избыток углекислоты (до 70 мг/л). При достижении растворами pH-7 бикарбонаты становятся неустойчивыми и имеет место гидролиз их с образованием золей $Ni(OH)_2$, которые реагируют с золями кремнекислоты, давая гидросиликаты никеля. При латеритном выветривании серпентинитов новые минеральные парагенезисы возникают непосредственно по исходному серпентину или стадийно, через промежу-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ле того как потоки интрателлурических растворов израсходуют значительную часть энергии на образование силикатных расплавов. В относительно спокойных тектонических условиях стабилизированных структур избирательная экстракция ртути энергетически слабыми интрателлурическими растворами могла идти на широком фронте с образованием обогащенных ртутью подкóровых бассейнов [33]. В результате глыбовой тектоники, характерной для стабилизированных структур на определенном этапе их развития, возникали локальные зоны пониженного давления, по которым ртуть и ее соединения перемещались к поверхности.

Миграция ртути осуществляется в щелочных растворах в виде комплексных соединений (Na_2HgS_2, $NaHg(HS_2)$) и в парообразном состоянии [30]. Представления А. А. Саукова получили подтверждение при изучении газово-жидких включений и термальных источников. Эти исследования показали, что рудообразующие растворы были в большинстве случаев концентрированными, щелочными, сернисто-хлоридно-карбонатными или хлоридно-сульфатно-натриевыми, насыщенными растворимыми соединениями ртути. Н. Х. Айдиньян, Н. А. Озерова [2] пришли к выводу о возможности переноса ртути в виде галогенидных, сульфатных и гидрокарбонатных комплексов. Вероятней всего кислотность растворов и характер комплексных соединений, в виде которых мигрирует ртуть, меняются по мере приближения к поверхности вследствие изменения PT условий Eh. Гидрооксокомплексные и галогенидные соединения ртути могут сменяться сульфидными и гидросульфидными типа HgS_2^{2-}, $HgHS$, $HgS(HS_2)^{2-}$, $Hg(HS)^{-}_{3}$ и др. Комплекс HgS_2^{2-} устойчив в растворах при pH от 10,5 до 7,2. Такие растворы слабо взаимодействуют с вмещающими породами, они с ними равновесны и, в отличие от кислых, способны перемещаться на значительные расстояния. Кислотность растворов может повышаться при взаимодействии их с вадозовыми водами и вмещающими породами, когда происходит частичное окисление сероводорода и усиливается роль углекислоты.

Присутствие в рудах некоторых месторождений (Идрия и др.) первичной самородной ртути в заметных количествах позволяет допускать возможность переноса ртути в виде перегретых паров или в виде каких-либо комплексов, не содержащих серу [33]. Газовая фаза переноса ртути реально установлена в современных гидротермах и вулканических газах.

А. А. Сауков [31] убедительно показал, что осаждение ртути вначале в виде метацинабарита, а затем киновари происходит при уменьшении в растворе концентрации Na_2S, что в свою очередь обусловлено разбавлением, подкислением и окислением ювенильных растворов при взаимодействии их с более обогащенными углекислотой и кислородом пластовыми и трещинными водами, опускающимися сверху. Понижение температуры не способствует выпадению ртути и разложению $Na_2S \cdot HgS$, хотя образование ртутных месторождений и идет на фоне снижения температур растворов с 250 до 70 °С. Основная масса киновари отлагается при температурах ниже 170—150 °С и давлении от 1000 до 300—400 бар [20].

А. Л. Павлов [27] термодинамическими расчетами подтвердил многие выводы А. А. Саукова. Он показал, что взаимодействие самопроизвольно изменяющихся во времени и пространстве рудоносных растворов с песчаниками и известняками находит свое выражение в формировании ореолов околорудно-измененных пород, которые, как и ртутное оруденение, обязаны своим происхождением щелочным восстановительным растворам, несущим ртуть в виде тио- и гидросульфидных соединений типа $[HgS_2]^{2-}$ $[Hg(HS_2)]^{-}$. Осаждение ртути в виде киновари осуществляется преимущественно за счет повышения парциального давления кислорода. Оно происходит в связи с приближением растворов к по-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

верхности, в результате встречи с вадозными водами и при взаимодействии с вмещающими породами, минералы которых играют роль буфера с окислительными свойствами. Поэтому ртутные руды, образовавшиеся метасоматическим путем, размещаются чаще всего в толщах силикатных и карбонатных пород,богатых слабыми основаниями, а также в породах, содержащих окислы и ферриты слабых оснований. Даже незначительное подкисление системы и рост ее окислительного потенциала достаточны для того, чтобы процесс метасоматической переработки железистых силикатов вмещающих пород протекал достаточно интенсивно, способствуя рудоотложению. Так появляются парагенезисы пирит+киноварь+кварц, Fe—Mg, карбонаты+киноварь+кварц и др.

Отложение киновари на значительном расстоянии от источников ртути, часто на небольшой глубине от поверхности, может быть связано также и с высокими значениями летучести хлоридов ртути (а также As и Sb). Значительной подвижностью ртути может быть объяснена монометальность многих ее месторождений. Подвижность ртути в 10 раз больше подвижности сурьмы, поэтому даже такие парагенезисы, как киноварь+антимонит встречаются не так часто. Если они и находятся в одном месторождении, то отмечается тяготение киновари к флангам рудных тел. Характер возникающих парагенезисов зависит и от температурного градиента. Для сложных по составу месторождений с хорошо выраженной вертикальной зональностью градиент достигает 50 на 100 м (Чукотка). В месторождениях с простым составом руд и большим вертикальным размахом оруденения градиент температур меньше 5—8° С или отсутствует [24].

В зоне гипергенеза киноварь оказывается сравнительно устойчивым минералом и при определенных условиях даже концентрируется в россыпях. Механические ореолы рассеяния ртути облегчают проведение поисковых работ. А. А. Сауковым и Н. А. Озеровой [30] доказана возможность окисления киновари озоном, перекисью водорода и сульфатом окисного железа с образованием сульфата ртути или хлорида ртути (при наличии в растворах NaCl). Из растворов ртуть может выпадать в форме вторичной киновари (при взаимодействии с любым сульфидом) или в виде самородной ртути, каломели и оксигалоидов. Особенно отчетливо заметен процесс восстановления сульфата до металлической ртути. Некоторая часть сульфата ртути остается в воде и попадает в подземную гидросферу или сорбируется тонкодисперсными продуктами (глинами, гидроокислами, углями). Образуются потоки рассеяния протяженностью до 0,3 км при содержании в ореольных водах до 0,5—1 мкг/л ртути. Ограниченная миграция ртути в природных водах связана с сорбцией почвами, гидроокислами железа, алюминия и марганца, глинистыми сланцами, глинами. Извлечение ртути из раствора глинистыми сланцами достигает 75—100%. Ртуть может сорбироваться на минералах с отрицательным зарядом (физическая сорбция) или положительным зарядом поверхности (хемосорбция). Содержание ртути в почвах несколько выше кларкового и составляет $n \cdot 10^{-5}$%. При этом накопление ее наблюдается в иллювиальном горизонте почв [2]. Вероятно, значительная часть образовавшейся в зоне окисления ртути испаряется.

При метаморфизме осадочных пород значительного выноса ртути не происходит [3]. Песчано-глинистые, карбонатные и кремнистые осадки и образовавшиеся за счет них метаморфические породы существенно не отличаются по ее содержанию. Наоборот, на высокотемпературных ступенях фации альмандиновых амфиболитов, где широко развиты процессы гранитизации, наблюдается некоторое увеличение содержания ртути, что связано с щелочным метасоматозом, обусловленным интрателлурическими растворами. При метаморфизме колчеданных руд ртуть удаляется при температуре 300—600° С [3].

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

точные минеральные зоны. Наиболее полный ряд преобразования исходного серпентина, по И. В. Витовской [10], представляется в следующем виде: серпентин—керолит—магнезиально-железистый монтмориллонит—нонтронит — гётит. При этом значительная часть никеля остается в образующихся продуктах, а часто содержание никеля в них увеличивается за счет выноса некоторых компонентов и адсорбции никеля, поступающего из соседних участков. По данным К. К. Никитина и др. [25], гидросиликаты никеля из коры выветривания представляют собой смесь двухслойного минерала с серпентиновой структурой и трехслойного талькоподобного с первым базальным отражением 10 Å. Смена двухслойной структуры происходит при выветривании серпентина с образованием нонтронита. Гарниерит с содержанием 30—50% NiO представляется существенно серпентиновым минералом с примесью различных количеств слоистого силиката с d (001) $\approx$10 Å. Ревдиниты помимо минералов с d (001) 7 и 10 Å содержат монтмориллонит. Замещение одних минералов другими и их многократные превращения в меняющихся физико-химических условиях приводят к образованию и широкому распространению в коре выветривания весьма тонкодисперсных или смешаннослойных образований. Формирование зон коры выветривания продолжается до тех пор, пока минеральные ассоциации каждой зоны не придут в относительное равновесие с физико-химическими условиями водной среды в этой зоне. Никель изоморфно замещает магний и железо в структуре силикатов, занимая октаэдрические позиции (нонтронит, гарниерит), а в хлоритах входит в бруситовый слой. Установлено изоморфное вхождение никеля в гидрогётит, асболан, магнетит. Некоторое количество (несколько процентов) никеля сорбировано на поверхности асболана и ряда других минералов. Резко подчиненное значение имеют силикаты, в которых никель присутствует как обменное основание [25]. Одной из характерных особенностей кор выветривания серпентинитов является обогащение их не только никелем, но также марганцем и кобальтом (асболаны, вады). В соответствии с изменением в коре выветривания величины pH с глубиной при выветривании серпентинитов происходит разделение элементов : в верхних горизонтах накапливается железо, ниже марганец и кобальт, еще ниже наблюдается максимальная концентрация никеля и, наконец, ниже уровня грунтовых вод отлагаются минералы магния.

Геохимия ртути изучена лучше многих металлов благодаря исследованиям А. А. Саукова, Н. Х. Айдиньяна, Н. А. Озеровой, А. А. Оболенского, В. А. Кузнецова, В. П. Федорчука и др. Ртуть размещена во II группе периодической системы элементов, ее порядковый номер 80, атомный вес — 200,61, имеется 7 изотопов. Атомный радиус ртути 1,60 Å. В природных соединениях она двухвалентна, $RiHg^{2+}$ = 1,12 Å. Установлен изоморфизм ее с цинком, сурьмой, медью и менее с железом и серебром. Отмечается присутствие ртути во многих сульфидах Sb, Zn, As, Cu, с которыми она нередко ассоциирует, являясь типичным халькофильным элементом. Обычно в сульфидах содержание ртути колеблется в пределах $n \cdot 10^{-5}$—$n \cdot 10^{-4}$% [32]. Потенциал ионизации ртути самый высокий среди халькофилов (10,44), выше, чем у золота и серебра. Он определяет способность ртути переходить в атомарную форму, восстанавливаться до металла из различных химических соединений. Этим же обусловлена значительная химическая стойкость ртути по отношению к кислороду, кислотам и другим химическим реагентам.

Характерна высокая упругость паров ртути (при 100° С — 0,285 мм), которая обеспечивает миграцию ртути и ее соединений в газовой среде и способствует ее рассеянию. При нагревании тонкозернистой киновари до 200 °С в течение только 8 часов отмечается потеря 47% ртути. Та-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://dspace.lib.tsu.ru

ким путем создается первичная атмосфера ртути и образуются широкие и протяженные первичные ореолы ее рассеяния. Наличие ртути в количестве от $5 \cdot 10^{-5}$ до $1 \cdot 10^{-3}$% фиксируется на расстоянии до 1—2 км от рудных тел (при фоне $1—3 \cdot 10^{-6}$%). Ртуть в ореолах первичного рассеяния может присутствовать в виде самородной минеральной формы, в виде киновари и в виде изоморфной примеси в сульфидах и жильных минералах. Вследствие высокой летучести ртути фиксация ее в виде минералов оказывается возможной при температуре не выше 220—230° С.

Кларк ртути для континентальной коры принимается равным $7 \cdot 7 \cdot 10^{-6}$%, а с учетом океанической коры —$4{,}5 \cdot 10^{-6}$%. Содержание ртути в кислых и основных магматических породах оказывается относительно близким. Однако океанические базальты содержат ее почти в два раза меньше, чем гранитоиды [32]. Н. Х. Айдиньян и Н. А. Озерова [2] установили, что содержание ртути в лавах Камчатско-Курильской дуги изменяется от $2 \cdot 10^{-6}$ до $2 \cdot 10^{-5}$ и в среднем составляет $6{,}6 \cdot 10^{-6}$, что близко к кларку ртути. Никакой зависимости содержания ее от состава лав не выявлено. Отмечается повышенное содержание ртути в зонах разлома глубокого заложения и длительного развития (иногда вместе с гелием), что связано с дегазацией их из глубин Земли. В литифицированных осадках, независимо от их состава (песчаники, сланцы, известняки), содержание ее близко к кларковому ($3 \cdot 10^{-6}$% для Русской платформы).

Концентрация ртути связана с осаждением ее из гидротермальных растворов. Источники растворов и ртути, как и других халькофильных элементов, расположены в мантии. Основная масса ртути поступает, вероятно, из близъядерных слоев в результате отгонки, осуществляющейся в процессе длительной дифференциации вещества мантии. Она является продуктом «глубинного дыхания»—дегазации Земли [8]. Об этом свидетельствует приуроченность месторождений ртути к глубинным краевым разломам, к лиственитам, образовавшимся по гипербазитам, линейность в размещении оруденения, высокая летучесть ртути и ее соединений, постоянство состава руд в отношении основных компонентов (Sb, Hg, As) большей части месторождений, характер первичных ореолов рассеяния, идентичность изотопного состава земной и метеоритной ртути и т. д.

Достоверные данные о связи ртутного оруденения с изверженными породами отсутствуют. В. А. Кузнецов, А. А. Оболенский и др. [20] доказывают парагенетическую связь ртутных месторождений Алтае-Саянской области с проявлениями глубинного щелочно-базальтоидного магматизма в виде комплексов малых интрузий габбро-диабазов-лампрофиров. Источником ртути при этом являются глубинные очаги щелочно-оливин-базальтовых магм, образование которых связано с потоками интрателлурических растворов, несущих вместе со щелочами и летучими ртуть и другие металлы [26]. Скорее всего связь телетермальных месторождений ртути с интрузивными породами (малыми интрузиями, дайками) структурная. Ртутное оруденение всегда моложе магматических пород (на 30—50 млн. лет) и не обнаруживает признаков зональности по отношению к ним. Во многих месторождениях не обнаружено даже даек. Известны месторождения ртути, приуроченные к вулканическим постройкам и связанные с отложением киновари из вулканических газов и термальных источников. Однако и здесь имеет место связь не столько с магматическими процессами и вулканическими аппаратами, сколько с зонами протяженных глубинных разломов, иногда выходящих за пределы активного магматизма [33]. И в данном случае имеет место разрыв во времени между излиянием лав и отложением киновари в уже измененных вулканогенных породах.

Обособление ртути из пород мантии могло происходить только пос-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Своеобразны геохимические условия формирования месторождений и многих других халькофильных элементов (Cu, Zn, Pb, Sn, Sb, Bi, Au). При этом главную роль играют положение элемента в периодической системе Д. И. Менделеева, строение атома, кристаллохимические свойства, способность к образованию комплексных соединений, потенциал ионизации, электроотрицательность и др. Естественно, возможность реализации способности элемента к концентрации может быть осуществлена в определенных структурно-геологических и термодинамических условиях. Однако понять, почему тот или иной элемент концентрируется в данных условиях, можно только путем анализа его геохимических особенностей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С. Б. К геохимии никеля в ультраосновных породах Армянской ССР. Ереван, 1972. 186 с.

2. Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А. Некоторые новые данные по геохимии ртути.//Проблемы геологии минеральных месторождений, петрографии и минералогии. Т. I. М.: Наука, 1969. С. 191—199.

3. Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А., Головнянс С. В. О поведении ртути в процессе регионального метаморфизма осадочных горных пород//Очерки геохимии ртути, молибдена и серы в гидротермальном процессе. М.: Наука, 1970. С. 70—80.

4. Альмухамедов А. И., Медведев А.Я. К генетической природе сульфидных медно-никелевых месторождений//Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. I. Новосибирск, 1977. С. 31—32.

5. Альмухамедов А. И., Медведев А. Я. Сера в основных и ультраосновных расплавах//Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск.: Наука, С. 269—280.

6. Бугельский Ю. В. Рудоносные коры выветривания влажных тропиков. М.: Наука, 1979. 286 с.

7. Виноградов А. П., Гриненко А. Н. Изотопный состав серы сульфидов...//Геохимия. 1966, № 1. С. 3—14.

8. Виноградов А. П. Высокотемпературные протопланетные процессы// Междунар. геохим. конгр.: Тез. докл. Т. I. М., 1976. С. 5.

9. Виноградов В. И. Источник серы рудных месторождений по изотопным данным//Междунар. геохим. конгр. «Гидротермальные процессы». Т. II., 1973. С. 45—53.

10. Витовская И. В. Типоморфные минеральные парагенезисы никеленосной коры выветривания серпентинитов//Геол. рудн. месторожд. 1978. № 6. С. 60—74.

11. Витовская И. В., Лавренева Н. Н. О величине привноса никеля при формировании силикатно-никелевых месторождений//Рудоносные коры выветривания. М.: Наука, 1974. С. 120—125.

12. Глазковский А. А. Никель//Металлы в осадочных толщах. М.: Наука, 1965. С. 160—182.

13. Годлевский М. Н., Лихачев А. П. Условия зарождения и кристаллизации рудоносных магм, формирующих медно-никелевые месторождения//Основные параметры природных процессов рудообразования. Т. I. Новосибирск: Наука, 1979. С. 109—117.

14. Годлевский М. Н. Магматические месторождения//Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1968. С. 55—76.

15. Гончаров Г. Н. Химическое состояние железа в основных-ультраосновных породах как индикатор образования сульфидных никелевых месторождений//Вопросы геохимии и типоморфизма минералов, вып. 2. Л.: Изд-во ЛГУ, 1978. С. 5—12.

16. Гриненко Л. Н. Изотопный состав серы сульфидов Талнахского медно-никелевого месторождения в связи с вопросами его генезиса//Геол. рудн. месторожд. 1966. № 4. С. 15—30.

17. Дистлер В. В., Гроховская Т. Л., Лапутина И. П., Муравицкая Г. Н. Поведение никеля при кристаллизации сульфидсодержащих базальтовых магм//Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977. С. 53—67.

18. Коваленкер В. А., Сидельникова В. Д. Геохимия селена и теллура в медно-никелевых рудах месторождений Талнахского рудного узла//Геохимия рудообразования элементов основных и ультраосновных пород. М.: Наука, 1976. С. 191—209.

19. Котульский В. К. Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений//Сов. геол. 1948. № 29. С. 11—24.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

20. Кузнецов В. А., Оболенский А. А., Васильев В. И., Борисенко А. С. Процессы образования и закономерности локализации месторождений ртутных формаций//Рудные формации и геохимия рудообразующих процессов. Новосибирск: Наука, 1976. С. 10—21.

21. Лихачев А. П. Магматизм и никеленосность севера Центральной Сибири// Сов. геол., 1977. № 2. С. 30—45.

22. Лихачев А. П. Об условиях образования рудоносных и безрудных магм базит-гипербазитового состава//Докл. АН СССР, 1978. Т. 238, № 2. С. 447—450.

23. Моралев В. М. Сульфидные руды никеля//Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXV сессии МГК. М.: Наука, 1979. С. 240—251.

24. Некрасов И. Я. Гидротермальные процессы и некоторые закономерности образования эндогенных месторождений//Очерки физико-химической петрологии, вып. IX. М.: Наука, 1980. С. 70—97.

25. Никитин К. К., Витовская И. В., Бугельский Ю. В. Геолого-геохимические закономерности формирования и особенности минерального состава никеленосных кор выветривания//Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. Т. I. М.: Наука, 1969. С. 200—212.

26. Оболенский А. А. Некоторые вопросы генезиса ртутных месторождений в областях тектоно-магматической активизации//Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: Наука, 1976. С. 170—179.

27. Павлов А. Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании. Новосибирск: Наука, 1976. 302 с.

28. Полферов Д. В. Геология, геохимия и генезис месторождений медно-никелевых сульфидных руд. М.: Наука, 1979. 294 с.

29. Ридж Дж. Д. Проблемы рудообразования в свете новых данных об изотопах серы, кислорода и водорода//Зап. Всес. минерал. об-ва, 1980, вып. 2. С. 137—145.

30. Сауков А. А., Озерова Н. А. Ртуть//Металлы в осадочных толщах. М.: Наука, 1965. С. 208—232.

31. Сауков А. А. Геохимия ртути. М.: Изд-во АН СССР, 1946. 208 с.

32. Сауков А. А., Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А. Очерки геохимии ртути. М.: Недра, 1972. 336 с.

33. Федорчук В. П. Развитие представлений А. А. Саукова о геохимии ртутных месторождений//Очерки геохимии отдельных элементов. М.: Наука, 1973. С. 29—59.

34. Шипулин Ф. К. Об источниках веществ при эндогенном рудообразовании// Проблемы геологии минералогических месторождений, петрологии и минералогии. Т. I. М.: Наука, 1969. С. 32—65.

35. Шипулин Ф. К. О связи гидротермальных месторождений халькофильных элементов с базальтовой магмой//Петрология и металлогения базитов. М.: Наука, 1973. С. 30—37.

36. Эдельштейн И. И., Пилипенко А. А. Геохимия никеля и кобальта в процессе серпентинизации альпинотипных гипербазитов//Докл. АН СССР, 1978. Т. 239, № 6. С. 1449—1452.

37. Zusk I. A possible volcanic-exalative origin for lentucular nickel sulfide deposits of volcania association wich speecial reference to thouse in Western Australia// Can. J. Eart. Sci., 1976, 13, N 3. P. 451—458.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОДНОГО ИЗ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ЗОЛОТА

А. И. ЛЕТУВНИНКАС, Л. А. САНЬКО

Современные методы исследования позволяют получать о минералах как объектах изучения самую разнообразную информацию, дающую представление о их составе, морфологии, структуре, физических свойствах и т. д. Однако эта богатейшая информация ввиду ее запаздывания для целей прогнозирования и практической оценки рудопроявлений в значительной степени оказывается бесполезной. Вместе с тем для каждого минерала существует минимум сравнительно легкодоступных данных, необходимых для решения ряда практических вопросов. Выявление их представляет актуальную задачу, особенно если иметь в виду необходимость максимального комплексирования и приближения минералогических исследований к полевым геологическим работам.

В качестве примера подобного рода исследований применительно к конкретным объектам остановимся на типоморфных особенностях пирита и арсенопирита одного из рудопроявлений золота, где этим минералам среди рудных принадлежит ведущая роль, а их типоморфные особенности позволяют сравнительно простыми методами получить важную и достаточно надежную информацию.

Район исследования располагается в восточной части Сетте-Дабанского антиклинория и сложен терригенно-карбонатным комплексом среднего и верхнего кембрия и нижнего ордовика, собранным в узкие субмеридиональные складки. К антиклинальным складкам приурочены полосы даек диабазового состава, контролируемых крупными разломами глубокого заложения. Дайки диабазов подвергнуты интенсивному гидротермально-метасоматическому изменению типа лиственитизации. Практически на всем протяжении они сопровождаются рудной минерализацией в виде рассеянных метакристаллов пирита и арсенопирита. Минерализация характеризуется выдержанностью по простиранию и падению метасоматитов. Количество сульфидов колеблется от долей процента до 30%. В среднем на центральную дайку на участке ее прослеживания, равном 11 км, приходится 5—10% сульфидной вкрапленности. Наибольшее количество метакристаллов пирита и арсенопирита обнаруживается вблизи кварцевых жил и в зоне кварцевого прожилкования.

Мономинеральные пробы пирита и арсенопирита отбирались с дневной поверхности из разных частей дайки. Сильно расчлененный рельеф и пологое склонение зоны метасоматитов позволили оценить изменение свойств минералов по вертикали и на всем протяжении дайки. Прослеживанием по простиранию установлена вертикальная и горизонтальная минералогическая зональность, а также зональность отложения, вектор которой совпадает с наклоном поверхности метасоматитов в дайке, равным 5°. Зона наиболее интенсивного прокварцевания соответствует проявлению максимума пирита и арсенопирита в метасоматитах при явном прободании последнего.

Установлено, что на более высоких гипсометрических уровнях минерализованной дайки происходит смена арсенопирита пиритом, причем

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

по вертикали это происходит значительно быстрей, чем в направлении осевой зональности метасоматитов вдоль потока гидротермального раствора. По этим же направлениям проявлена кристалломорфологическая и геохимическая зональность по пириту и арсенопириту.

Из разнообразных имеющих типоморфное значение свойств пирита наиболее легкодоступным является габитус кристаллов. Кристаллизуясь в кубической сингонии, минерал обладает достаточно простой морфологией кристаллов, что позволяет выделять основные его кристалломорфологические типы визуально по доминирующим граням без проведения специальных гониометрических исследований. Выделение кристалломорфологических типов арсенопирита сложней : обилие сростков, двойников, трудность идентификации граней. Изучение кристалломорфологических особенностей минералов проводилось в соответствии с методикой, описанной Н. З. Евзиковой [3]. Количество учтенных при изучении проб минеральных зерен обеспечивало достоверность результатов не ниже 68%.

Пирит метасоматитов представлен метакристаллами или цепочечными прожилками мелкозернистого сложения вдоль скрытых трещин. Метакристаллы обладают хорошим идиоморфизмом, размеры их варьируют от десятых долей миллиметра до 20 мм. Данный пирит в большинстве своем имеет форму пентагондодекаэдров (210), кубов (100) и их комбинаций. Реже встречаются комбинации куба (100) и октаэдра (111), тригонтриоктаэдры (211), комбинации (100), (210) и (111). Пириты из наиболее метасоматически проработанной части дайки характеризуются сильным искажением граней, развитием грубой штриховки, резко увеличенным числом искаженных пентагондодекаэдров, а также их комбинациями с кубами. Искажения и штриховка очень типичны для пирита метасоматитов. В этом отношении он подобен пириту золоторудных месторождений Восточного Узбекистана [5].

Распределение различных форм пирита по вертикали в метасоматически проработанной части центральной дайки подчинено следующим закономерностям. На верхних горизонтах преобладают кубические кристаллы (до 100%), иногда слегка искривленные, которые к более высоким уровням (к кровле метасоматитов) переходят в тонкозернистые обособления. С глубиной появляются комбинации куба и октаэдра (до 10%), которые затем сменяются комбинациями куба и пентагондодекаэдра (до 30%). Средние горизонты содержат пириты разнообразных форм — кубы, параллелепипеды, уплощенные кубопентагондодекаэдры и др. Практически эго горизонты, соответствующие зоне максимального прокварцевания с рудным золотом. Кубические кристаллы составляют в среднем 30%, параллелепипеды — 20, кубопентагондодекаэдры —50%. На более глубоких горизонтах уплощенность форм исчезает, появляются изометричные пентагондодекаэдрические кристаллы. Эти горизонты можно рассматривать как подрудные. Пентагондодекаэдрические кристаллы присутствуют в количестве до 80%, кубические с вогнутыми краями и грубой штриховкой составляют около 20% (рис. 1).

Аналогичное наблюдается и с удалением от рудоподводящего канала. По указанным направлениям проявляется кристалломорфологическая зональность, выражающаяся в повышении симметрии кристаллов пирита снизу вверх по вертикали и по направлению восстания потока растворов. Пестрота форм пиритов, соответствующих зонам максимальной метасоматической проработки дайковой породы, связана, вероятно, с наложением нескольких стадий минерализации на относительно небольшом интервале.

Установлено закономерное пространственное изменение характера штриховки на гранях пирита. С кристалломорфологической точки зрения комбинационная штриховка является весьма интересной и появляется на гранях минералов лишь при определенных условиях их роста.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

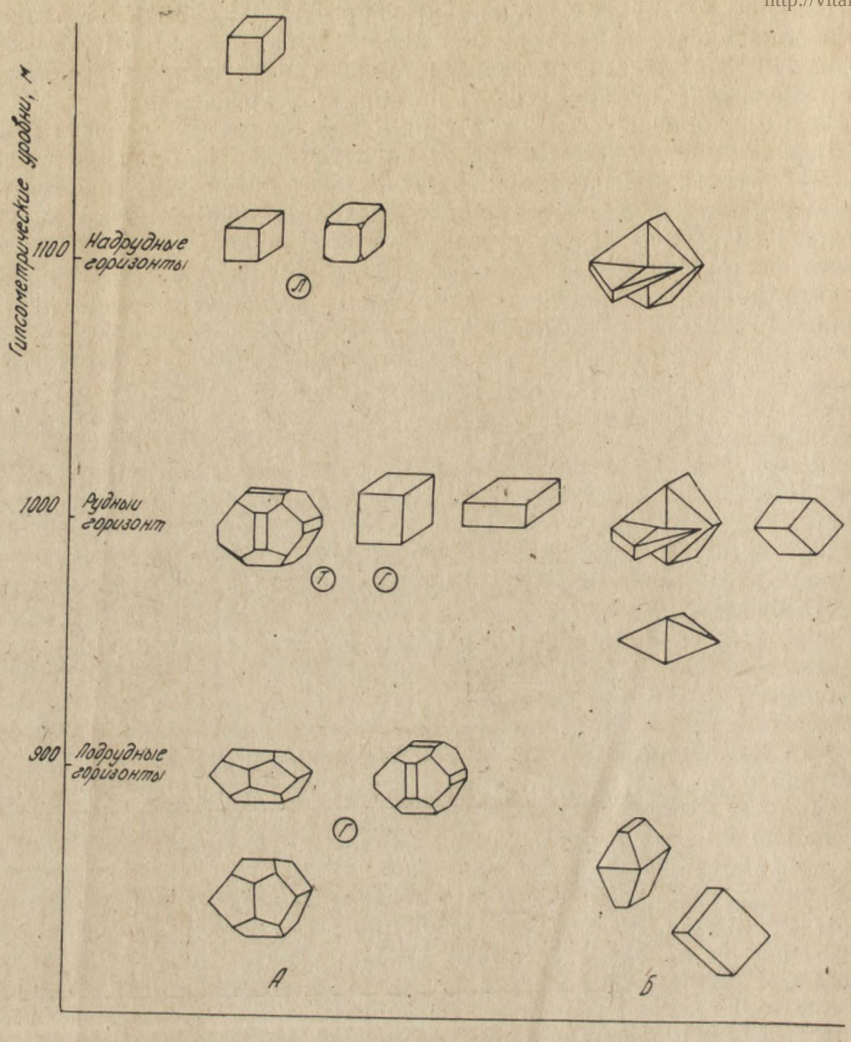


Рис. 1. Схема вертикальной кристалломорфологической зональности по пириту (*А*) и арсенопириту (*Б*). Штриховка на гранях пирита: *Т* — тонкая; *Л* — легкая; *Г* — грубая

Исследования Г. К. Абдуллаева [1] показали, что комбинационная штриховка наиболее сильно выражена на гранях кристаллов пирита из гидротермальных месторождений. В исследованных пиритах штриховка почти всегда присутствует на гранях куба, а также на гранях пентагондодекаэдров (в основном ближе к граням куба или ребрам). Вместе с тонкой штриховкой (или без нее) отмечается и грубая, в виде ступенчатости, видимо, образованная чередованием граней куба и пентагондодекаэдра. В направлении указанных выше векторов зональности происходит смена грубой штриховки легкой, вплоть до ее исчезновения.

В распределении арсенопирита и его кристаллов в изученных метасоматитах также наблюдается закономерность. Наиболее распространенными формами являются «ромбические» псевдопирамиды, «ромбические» призмы, клиновидные формы, двойники прорастания. Характерна штриховка параллельно оси С. Вертикальная зональность по арсенопириту проявлена более четко, чем горизонтальная (продольная). Нижние горизонты часто содержат арсенопирит «уплощенно-таблитчатой» формы по оси В с наличием грубой штриховки. Преобладающими являются формы усеченных «ромбических» псевдопирамид. Непосред-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ственно в подрудной зоне распространены клиновидные формы (60%) и кристаллы призматического облика с двойниками прорастания (до 40%), характерна грубая штриховка по (110). Средние горизонты (рудная зона) характеризуются преобладанием псевдокубических кристаллов с широкой гранью (011), распространены призматические сдвойникованные кристаллы. Верхние горизонты содержат кристаллы призматического облика, обычно сдвойникованные.

Характерной особенностью состава пирита является повышенное содержание в нем мышьяка (0,3—1,0%). В пиритах наиболее прокварцованной части метасоматитов содержание мышьяка, как правило, более 1%. Не исключено, что это в какой-то мере обусловлено наличием микровключений арсенопирита. В целом наблюдается тенденция к увеличению содержания мышьяка в пирите от низких гипсометрических уровней к высоким, от подрудной части к рудной. С удалением от рудоподводящего канала по горизонтали количество мышьяка также снижается. Максимум содержаний мышьяка в пирите приурочен к рудной зоне. Повышенная мышьяковистость пиритов золоторудных месторождений и положительная корреляция между содержаниями мышьяка и золота отмечалась многими исследователями [2, 4, 5]. При этом считается, что замещение серы мышьяком в пирите сопровождается увеличением межатомного расстояния и способствует возникновению дислокаций. Наличие последних благоприятствует локализации в пирите субмикроскопического золота [2]. Поэтому примесь мышьяка в пирите из золоторудных месторождений — важный типоморфный признак минерала.

Обычной примесью в пирите является медь. Содержания ее колеблются в широких пределах (от 0,0003 до 0,1%, чаще 0,001—0,009%). Особенностью распределения меди является ее повышенное содержание в пирите подрудной зоны и резко пониженное в пиритах рудной зоны. В зоне интенсивного прокварцевания в пирите также отмечены повышенные содержания цинка.

Таким образом, в рассмотренном рудопроявлении золота установлена четкая минералогическая и кристалломорфологическая зональность. В направлении снизу вверх от подрудной зоны к рудной и затем надрудной наблюдается относительное возрастание содержания пирита в сравнении с арсенопиритом и смена кристалломорфологических форм пирита и арсенопирита от более сложных к более простым. Рудная зона аподиабазовых метасоматитов характеризуется преобладанием арсенопирита над пиритом, полнотой развития разнообразных форм пирита, неравномерным развитием его граней и их интенсивной штриховкой, наличием большого количества двойников арсенопирита, относительным обогащением пирита мышьяком и цинком и наиболее низкими содержаниями в нем меди. Отмеченные явления зональности могут быть использованы при проведении поисково-оценочных работ для уточнения положения зоны максимального оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Г. К. Штриховка на гранях кристаллов пирита//Зап. Всес. минер. об-ва, 1959. Ч. 88, вып. 4. С. 465—467.

2. Бородаев Ю. С., Мозгова Н. Н. Об изоморфном замещении серы в пирите мышьяком и сурьмой//Минералы и парагенезисы минералов гидротермальных месторождений. Л.: Наука, 1974. С. 3—13.

3. Евзикова Н. З. Поисковая кристалломорфология. М.: Недра, 1984. 143 с.

4. Китаев Н. А., Нестерова А. А., Сарапулова В. Н. Некоторые особенности распределения элементов-примесей в пиритах и коллективной сульфидной фракции из ореолов Балейского рудного поля//Вопросы геологии месторождений золота. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1970. С. 225—232.

5. Типоморфизм кварца, пирита и золота золоторудных месторождений Узбекистана. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1981. 144 с.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ СКРЫТОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ СТРУКТУРАХ

А. Ф. КОРОБЕЙНИКОВ, А. Я. ПШЕНИЧКИН, В. Г. ВОРОШИЛОВ, С. А. ТРУБАЧЕВ

Месторождения палеозойских складчатых областей занимают важное место в общем балансе минеральных ресурсов страны. Для этих областей свойственно проявление разноглубинного базальтоидного и гранитоидного магматизма с сопровождающими разнотипными метасоматитами и золотыми рудами в соответствии с трехэтапным развитием палеозойских геосинклиналей. Успешное решение проблемы золотоносности палеозойских складчатых систем неразрывно связано с уточнением роли метасоматизма в концентрации металла, геолого-геохимических условий локализации оруденения в разные этапы развития палеозойских геосинклиналей. Необходима разработка рудно-метасоматической и геохимической зональности для различных формационных типов месторождений — основы крупномасштабного прогнозирования и поисков скрытого оруденения в рудных полях и отдельных структурных зонах. Успехи прогнозирования и поисков рудных месторождений прежде всего зависят от создания наиболее достоверных минералого-геохимических и геолого-физических моделей их формирования [5]. Изучение и оценка объектов прогнозирования и поисковых работ производятся по единым принципам. Такие принципы вырабатываются на основе созданной теории геолого-структурных, минералогических, геохимических и геофизических полей.

Авторами исследованы золоторудные месторождения палеозойских складчатых областей Сибири и Северо-Восточного Казахстана. Месторождения относятся к золотоскарновой, золоторедкометально-альбититовой, золотокварцево-березитовой, золотоуглеродисто-сульфидной, золото-халцедон-кварцево-аргиллизитовой формациям. Для палеозойских орогенов свойственно проявление разноглубинного метасоматизма и сопровождающего оруденения: малоглубинных пропилитов-кварцитов с золотосульфидным оруденением; среднеглубинных щелочных метасоматитов с прожилково-вкрапленными золоторедкометальными рудами; березитов-лиственитов, гумбеитов с золотокварцевыми жильно-штокверковыми, прожилково-вкрапленными золотоуглеродисто-сульфидными рудами в терригенных толщах; близповерхностных аргиллизитов с золотохалцедон-кварцевой, золотоантимонитовой минерализациями. Выполнено крупномасштабное (1 : 50000—1 : 2000) минералого-геохимическое картирование метасоматитов и руд в различных структурах земной коры для разработки рациональных прогнозно-поисковых комплексов [4].

Прогнозные ресурсы — важный фактор управления поисками

Прогнозные ресурсы, или мера перспективности объекта — это величина ресурсов, определяемая на базе современных металлогенических концепций, где ошибки регламентировать нельзя, а можно определять лишь вероятность встречи прогнозируемого объекта. Отражая количественно потенциальную рудоносность, они позволяют ранжировать объекты по перспективности. По степени изученности выделяются три класса объектов: I — недоразведанные месторождения с балансовыми запасами и возможным прогнозом на флангах и на глубину; II — недоразведан-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ные объекты без подсчета балансовых запасов; III — прогнозируемые объекты на перспективных площадях. По степени обоснованности прогнозные ресурсы делятся на категории P_1, P_2, P_3. Категория P_1 позволяет планировать прирост запасов промышленных категорий на объектах I класса. Категория P_2 определяет перспективы уже найденных, но не оцененных рудопроявлений II класса. Категория P_3 учитывает потенциальную возможность локализации оруденения по поисковым предпосылкам при анализе геологических, минералогических, геохимических, геофизических полей. Это объекты III класса [7].

Этот принцип разделения геологических объектов по перспективности требует новых методик прогнозирования. Необходимо доводить прогноз до числа открываемых рудопроявлений, до определения его геолого-промышленного типа с оценкой прогнозных ресурсов. Число ожидаемых промышленных объектов на территории прогноза можно определять по формуле $M_к = M_о \frac{N_к}{N_о}$ [7], где $M_о$ — число промышленных объектов на эталонной территории; $N_к$ — число перспективных объектов на территории прогноза; $N_о$ — то же на эталонной площади. Обычно прогнозу ресурсов предшествует прогноз условий возможного формирования и размещения на территории месторождений того или иного типа. Необходимо использовать различные модели предполагаемых месторождений.

Рудно-метасоматическая зональность — основа поисков скрытого оруденения

Развитие минералообразующих растворов во времени и пространстве на фоне структурных и тепловых флюидопроводников приводит к зональному размещению продуктов минералообразования. По масштабам проявления и направлениям векторов эндогенной зональности выделяется зональность рудных тел, месторождений, рудных зон, рудных полей. Для изученных типов месторождений выявляется однотипная рудо-метасоматическая зональность — смена по вертикали снизу вверх площадных щелочных метасоматитов на околотрещинные локальные с вкрапленно-прожилковыми, штокверковыми рудами внизу и метасоматическими залежами, жилами вверху [3]. Установленная зональность рудных тел, месторождений и рудных полей относится к стадийной и фациальной зональности по В. И. Смирнову [10].

В пределах наиболее вскрытых месторождений эта зональность выразилась в развитии калиево-натриевых метасоматитов (520—300°С) в нижней части гидротермальной колонны, выше по разрезу разместились грейзены, березиты-лиственит или пропилиты, аргиллизиты (360—130 °С) и различные структурно-морфологические типы золотых руд (420—110 °С). Рудные тела размещаются на участках смены площадных щелочных метасоматитов (альбитовых, калишпатовых, биотитовых, мусковитовых) на локальные метасоматиты стадии кислотного выщелачивания (березитов-лиственитов, гумбеитов) послемагматического процесса. Величина таких термогидроколонн достигает 1,8—3,8 км по вертикали. В их нижних частях отмечался вынос кремнезема, железа, золота из замещаемых пород. Накопление вещества происходило в средних и верхних частях этих колонн. Рассматриваемые рудно-метасоматические тела формируют крупные штоки, линзы, штокверки в апикальных частях гранитоидных плутонов и свит даек диорит-лампрофиров, габбро-диабазов. В корневых частях дайковых пучков, обычно разветвляющихся кверху, отмечается интенсивная альбитизация, которая на высоте 300—400 м сменяется калишпатизацией и далее лиственитизацией с кварцево-рудными жилами (на 400—600 м). Зональность околожильных метасоматитов выразилась в развитии на нижних горизонтах

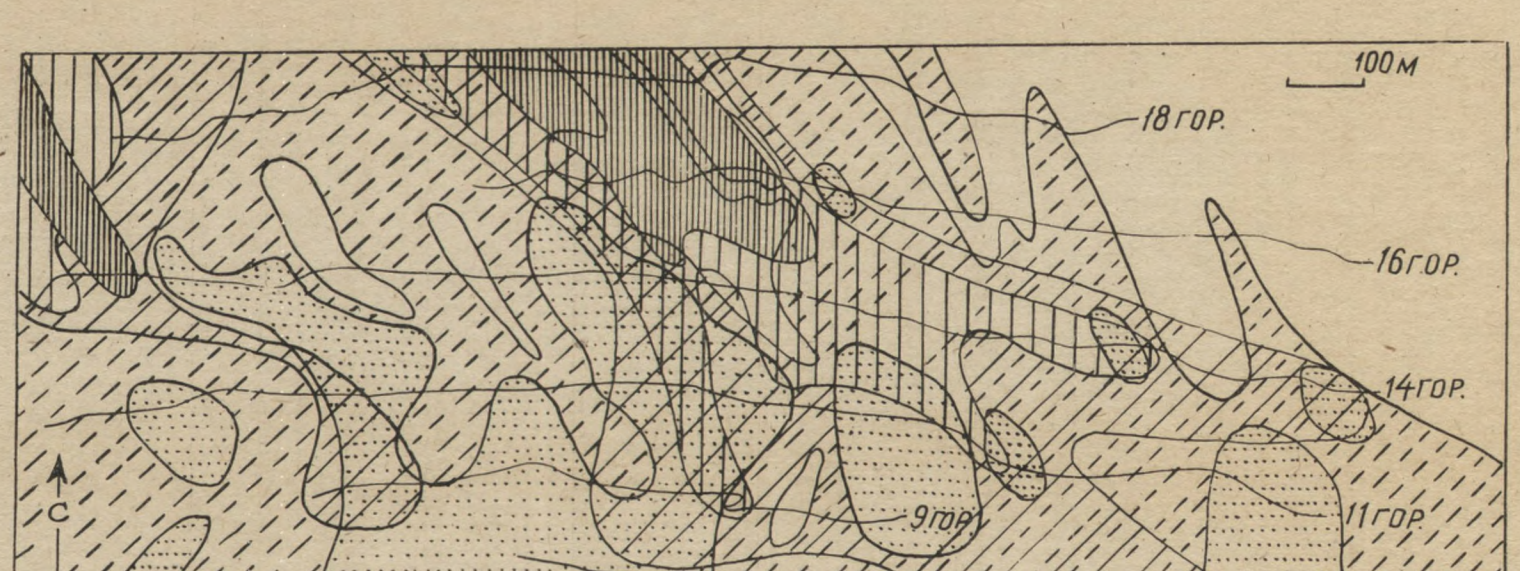


Рис. 1. Рудно-метасоматическая зональность кварцево-жильного месторождения. Поля развития минералов околорудных метасоматитов: *1* — тремолита; *2* — гидробиотита; *3* — хлорита; *4—6* — коэффициент рудной зональности ($К_{рз} = \frac{галенит \times сфалерит \times халькопирит}{арсенипирит \times пирротин \times ЦИ}$): *4* — $К_{рз} \geqslant 50$, *5* — $К_{рз} = 1—50$, *6* — $К_{рз} < 1$

Digital Library (repository) of Tomsk State University http://vital.lib.tsu.ru

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

месторождений пород гидробиотит-тремолитового, мусковитового, хлоритового состава, на средних — кварцево-серицитового, а на верхних — карбонатного состава (рис. 1).

В скарново-золоторудных полях гранитоидных интрузий нередко проявляется минералогическая зональность руд в соответствии с фациальной зональностью контактовых метасоматитов. Здесь выделяются три рудно-метасоматические зоны [9]: 1) внутренняя гранатовая золото-виттихенит-молибденит-борнит-халькопиритовая; 2) средняя эпидот-актинолитовая золото-висмутин-халькопирит-пирротиновая; 3) внешняя кварц-кальцит-хлоритовая золото-герсдорфит-арсенопирит-кобальтиновая. В эндоконтакте гранодиоритового массива проявлена альбитизация.

В рудных полях, в которых полностью не вскрыты корневые участки рудно-метасоматических колонн, эндогенная минералогическая зональность проявляется фрагментарно относительно интрузивных контактов. В эндоконтакте гранитоидных массивов нередко развиты более высокотемпературные (390—280° С) кварцево-золото-сульфидные жильно-прожилковые руды в биотит-серицитовых метасоматитах. В контакте интрузива с мраморами, кальцифирами вскрываются золото-пирротин-медно-сульфидные среднетемпературные (320—180 °С) метасоматические залежи. В удаленных экзоконтактах проявлены низкотемпературные (270—110° С) карбонатно-гематитовые с золотом руды в окварцованных мраморах (рис. 2). Размещение рудной минерализации по падению рудно-метасоматических колонн чаще прерывисто-волнообразное с величиной волны богатой минерализации 240—400 и 600—1200 м.

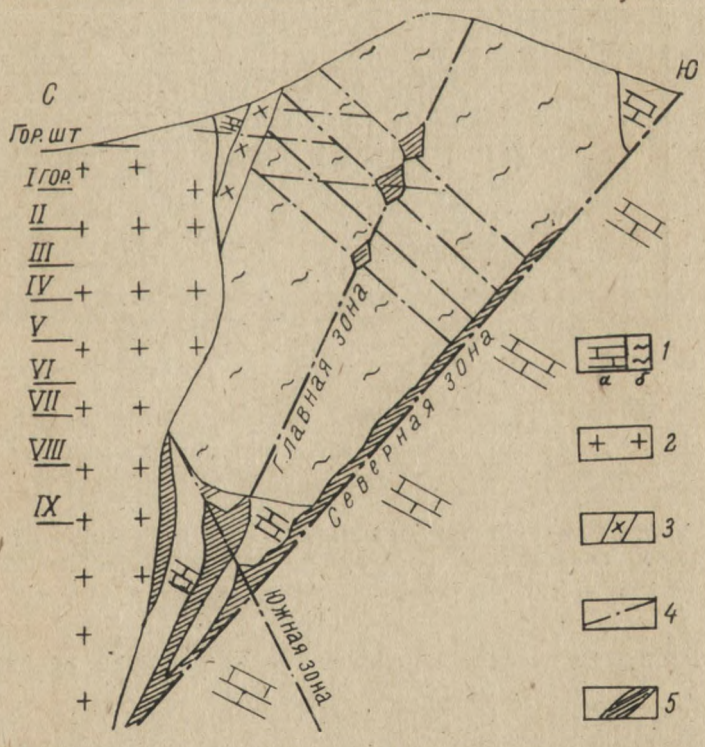


Рис. 2. Схематический геолого-структурный разрез через контактовое месторождение; *1* — мраморизованные известняки и доломиты (*а*) чибижекской свиты и ороговикованные эффузивно-сланцевые породы (*б*) осиновской свиты; *2* — диориты ранней фазы; *3* — плагиограниты, гранодиориты; *4* — разрывные нарушения; *5* — золотосульфидные залежи

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Рудные поля и месторождения размещаются на площадях, фиксируемых в геохимических и гравимагнитных полях как зоны между региональными аномалиями. Эти региональные аномалии отмечают глубинные рудоконтролирующие структуры и обнаруживают сложное внутреннее строение. Рудные площади и месторождения окружены областями пониженных положительных и отрицательных значений интенсивности этих полей. Они обусловлены развитием эманационных ореолов интрузий, включая контактово-метасоматические, автометасоматические, гидротермально-метасоматические. Рудные тела сопровождаются околотрещинными метасоматитами и фиксируются повышенными и пониженными значениями напряженности физических полей. Зоны ранней калишпатизации фиксируются пониженными значениями магнитной напряженности, отрицательными аномалиями естественного электрического поля и ореолами выноса рудных элементов. Рудные тела чаще размещаются на участках контрастной смены положительных аномалий на отрицательные. Околожильные изменения пород в физических полях узко локализованы, поэтому они находят заметное отражение при обычных геофизических съемках, если представлены крупными зонами.

Рудная зональность отчетливо проявляется на всех изученных месторождениях. Например, зональность в кварцево-золотосульфидных жилах характеризуется снизу вверх сменой минералов: арсенопирит→→пирротин→сфалерит→галенит→халькопирит. Коэффициент рудной зональности для них $K_{рз} = \frac{CuFeS_2 \cdot PbS \cdot ZnS}{FeS \cdot FeAsS \cdot ЦИ}$ от 50 до 0,02, где ЦИ —

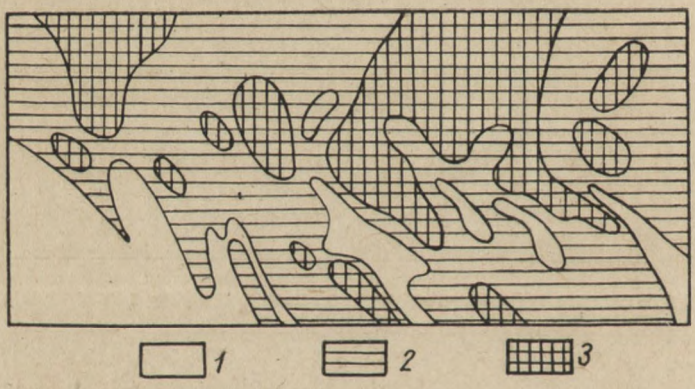


Рис. 3. Изменение коэффициента рудной зональности ($K_{рз}$) в плоскости кварцевой жилы (проекция на горизонтальную плоскость); *1*—$K_{рз}<1$; *2*—$K_{рз}=1$—50; *3*—$K_{рз}\geqslant 50$

цветовой индекс кварца, изменяющийся от 1 до 8 (рис. 3). Подобные коэффициенты зональности рассчитаны и для других месторождений.

Минералогическое картирование как основа поисков скрытого оруденения

Минералогическое картирование служит главным методом выявления структуры рудообразующих палеосистем [8]. В результате составляется комплексная минералогическая карта объекта, являющаяся его пространственно-временной моделью (рис. 4). Элементами минералогического картирования могут быть минеральные комплексы, формации, парагенетические ассоциации минералов, минеральные тела, мор-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

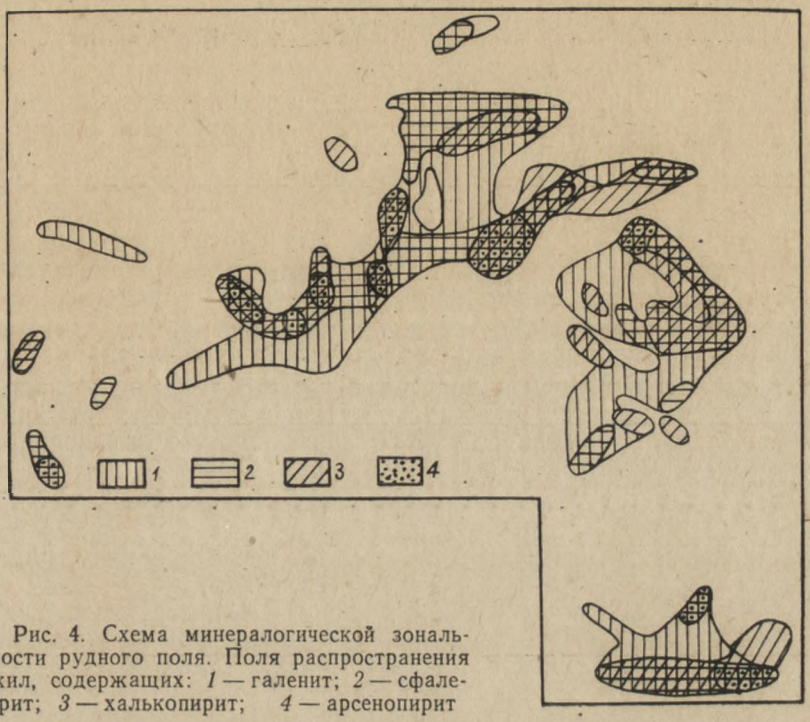


Рис. 4. Схема минералогической зональности рудного поля. Поля распространения жил, содержащих: *1* — галенит; *2* — сфалерит; *3* — халькопирит; *4* — арсенопирит

фологические типы минеральных агрегатов, отдельные минералы, их разновидности и свойства, генетико-информационные данные и т. п. Возможны два пути использования топоминералогических данных в прогнозировании полезных ископаемых [11]. Первый путь — прямое минералогическое прогнозирование, второй — использование первичных топоминералогических данных в комплексе с другими данными в минералогическом анализе и при составлении прогнозных карт. Проводится опытное минералогическое картирование на эталонных объектах.

Если выявляется генезис, онтогения рудного тела, то основным методом минералогического картирования будет «стадиальный» анализ. Этот метод включает документальное, фотографическое выявление всех вещественных признаков на последовательных стадиях рудогенеза, метаморфизма, разрушения объекта. Целями картирования являются выявление мегаструктуры, «анатомии» рудных тел, определение последовательности минералообразования, строения зональной колонки, локализации продуктивной ассоциации и типов руд, выявление фаций минералообразования, взаимоотношений рудных тел с околорудными метасоматитами, генетической и формационной взаимосвязанности различных рудных тел и зон.

Минералогические исследования масштабов 1 : 50000—1 : 500 включают: картирование ореолов распространения околорудных метасоматитов и продуктивных ассоциаций, ореолов развития минералов-индикаторов, типоморфных свойств минералов на перспективных площадях для выявления месторождений полезных ископаемых. Оно может включать: а) изучение штуфов и точек обнажений; б) минералогические разрезы по горным выработкам или керну скважин, по поисковым линиям; в) объемное минералогическое картирование.

Минералогическое картирование и моделирование позволяют с помощью различных математических приемов конструировать модели геологических объектов. Минералогическая карта представляет собой часть геологического поля и является функцией нескольких перемен-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ных — пространственных координат. По типам картируемых признаков составляют карты распределения минералов, их признаков, ассоциаций, парагенезисов; концентрационные карты минералов, их ассоциаций, парагенезисов; карты интенсивности типоморфных признаков минералов.

Необходимо использовать тренды разного порядка, проверяя соответствие сконструированной пространственной модели реальным геологическим данным. В одних случаях полезно исследование многомерных выборок, например для отбора пространственно-информативных ассоциаций типоморфных минералов или сочетания типоморфных свойств минералов в соответствии с рассмотренной математической моделью геологического объекта как многомерной случайной величины. В других случаях достаточно использовать детерминированную модель.

Пространственно-временные закономерности развития минералообразования, выявляемые в процессе картирования минеральных сообществ разного ранга, служат основой выработки поисковых критериев, признаков для прогнозирования и поисков скрытого оруденения в пределах рудных полей, зон и месторождений.

Использование типоморфных особенностей пирита при поисках скрытого оруденения

При поисках скрытого оруденения используются методы, основанные на изучении типоморфных свойств минералов, которые закономерно изменяются по мере приближения к рудной зоне или к рудному телу. К таким минералам относится пирит. Для пирита наиболее информативными признаками являются морфология кристаллов, химический состав и термоэлектрические свойства. Кристаллы его в силу высокой твердости, отсутствия спайности слабо поддаются физическому разрушению. При химическом выветривании по ним образуются псевдоморфозы гетита, гидрогетита, которые сохраняют сравнительно долго в потоках рассеяния внешние черты исходного пирита. Поэтому данный минерал широко используется для поисков скрытого и перекрытого оруденения.

Размещение морфологических типов кристаллов пирита в пространстве месторождения чаще зональное. Для большинства месторождений зональность выражается в смене по падению и простиранию рудных тел в стороны их выклинивания пирита пентагондодекаэдрического габитуса {210} на кубический {100} или в сокращении доли кубического и возрастания куб-пентагондодекаэдрического [6]. По направлению к рудным телам в метасоматитах и в рудных столбах кристалломорфология пирита резко усложняется за счет появления слабо развитых граней {111}, {210}, {321}, {211}. Но какой-либо единой закономерности в смене различных форм кристаллов пирита во времени и в пространстве различных типов месторождений не установлено.

Пирит является одним из основных концентраторов золота и сопутствующих элементов Cu, Pb, Zn, Bi, Te, Ag, Sb, As, W. Концентрации их в пиритах жил и сопровождающих метасоматитов золоторудных объектов на порядок и более превышают их количество в минерале других типов месторождений. При этом пирит ранних высокотемпературных ассоциаций прикорневых частей рудных тел обогащен Cr, Ni, Co, V, Ti, W, Mn, Be, Th, Mo. Пирит среднетемпературных кварцево-золотосульфидных ассоциаций средних участков рудных тел более насыщен Cu, Pb, Zn, Bi, Te, Au, а средне-низкотемпературных ассоциаций верхних частей рудных тел — Ag, Sb, Hg, Ba. Это позволяет выделить подрудные, околорудные и надрудные группы элементов для эндогенных геохимических ореолов месторождений. На участках выклинивания рудных тел по падению и простиранию (при сохранении зон околорудных

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

метасоматитов) качественный состав примесей и их концентрация в пиритах сокращаются до минимальных. Это связано с преобладанием в пробах метакристаллов пирита околорудных метасоматитов.

С глубиной рудных тел содержание золота и элементов-спутников в пирите изменяется прерывисто-волнообразно. Наиболее обогащены Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As, Sb пириты средних и верхних горизонтов месторождений. Затем содержание элементов сокращается в 2—5 раз, а на нижних горизонтах вновь возрастает до богатого и затем вновь сокращается к корням месторождения. Величина волны изменения концентраций микроэлементов в пирите контактово-метасоматических золотосульфидных месторождений колеблется в пределах 200—240 и 360—600 м, а для жильных кварцево-золотосульфидных — 800—1200 м. Максимумы волны концентрации элементов совпадают с богатыми рудными столбами, а минимумы — с участками их выклинивания. Вертикальная геохимическая зональность подчеркивается и отношениями пар элементов Au : Ag, Ni : Co, Pb : Zn, Bi : :Sb.

По термоЭДС пирита все среднеглубинные месторождения делятся на три группы: 1) с преобладающей электронной проводимостью; 2) с равным соотношением n (электронной) и p (дырочной) проводимости; 3) с преобладающей дырочной проводимостью. Причем скарново-золоторудные объекты по этим показателям укладываются в первую группу, а месторождения золото-кварцево-березитовой формации распределились по всем трем группам. Зональность по термоЭДС пирита с глубиной выражается в смене индивидов дырочной проводимости в верхних частях рудных тел на пирит с электронной проводимостью в прикорневых участках месторождений. Пирит со смешанной проводимостью чаще тяготеет к рудным телам, наиболее обогащенным золотом. Наблюдается закономерное сокращение доли пирита с электронной проводимостью и увеличение доли его с дырочной проводимостью от ранних высокотемпературных минеральных ассоциаций к поздним, более низкотемпературным. Зональное изменение знака термоЭДС и их числовых характеристик в горизонтальной плоскости проявляется в пределах рудных полей, зон, месторождений и отражает собой неодинаковый уровень среза отдельных структурных блоков (рис. 5).

Определены количественные показатели зональности:

$$K_{рз} = \frac{FeS_2\{210\}}{FeS_2\{100\}} \quad \text{или} \quad \frac{FeS_2\{210\}}{FeS_2\{100\}\{210\}}.$$

На их основе составляются планы, разрезы изменчивости показателей зональности для рудных тел, рудных зон, месторождений, рудных полей. Пиритометрическая съемка масштабов 1 : 50000—1 : 500 проводится путем отбора проб пирита по сети или по размерам из всех рудных тел, околорудных метасоматитов для выявления минералогической зональности рудных тел, месторождений, рудных полей, для оценки уровней их эрозионных срезов, для определения протяженности оруденения на глубину и для выявления скрытых рудных тел. Эту съемку необходимо начинать с постановки опытно-методических работ на эталонном объекте. При их выполнении решаются такие задачи: 1) выяснение типоморфных особенностей пирита руд и метасоматитов; 2) определение в нем содержаний Cu, Pb, Zn, Au, As, Sb, Bi, Te и выявление их геохимических типов; 3) изучение термоЭДС пирита руд и метасоматитов.

Лабораторная обработка и исследование проб осуществляются в таком порядке. Первоначально штуфы с пиритом изучаются под бинокулярным микроскопом для установления генераций и минеральных парагенезисов пирита. Затем измеряется термоЭДС сульфидов. После

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

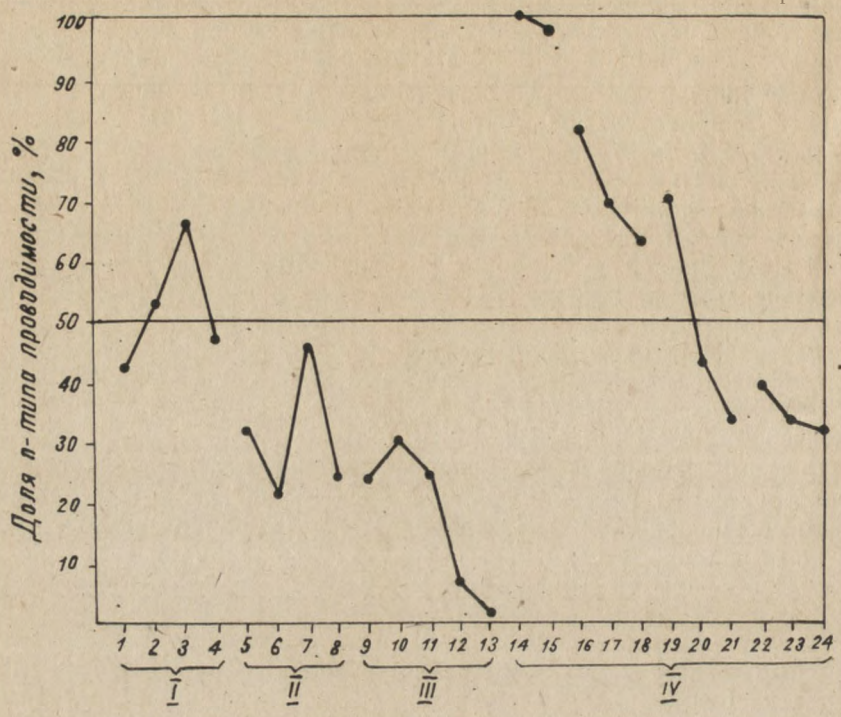


Рис. 5. Характер изменения доли электронной проводимости пирита из разнотемпературных минеральных ассоциаций золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области. Месторождения: I — жильно-штокверковые; II — жильные в диорит-монцонитах; III — жильные в черносланцевых толщах (Кузнецкий Алатау); IV (Восточный Саян) : *14, 15* — прожилково-вкрапленные в гранодиоритах, *16—12* — контактовые, *21—24* — жильные и в гранодиоритах. Минеральные ассоциации (от ранних к поздним) : *1, 5, 14, 16, 19, 22* — пириты березитов-лиственнитов; *2* — кварцево-золотоактинолитовая; *3* — кварцево-золото-шеелитовая; *4* — кварцево-золототеллуровисмутитовая; *6, 7, 8* — пирит *1, 2, 3*-й генераций — кварцево-золотополиметаллическисульфидная; *9* — углисто-глинистые сланцы; *10* — графитизированные сланцы; *11* — биотит-тремолитовые метасоматиты; *12, 15, 18, 21* — кварцево-золотосульфидная; *13, 24* — кальцитовые послерудные прожилки; *16, 19* — карбонатно-пирит-пирротиновая; *23* — кварцево-золото-пирит-висмутитовая

дробления пробы до размера частиц 0,5—0,1 мм и выделения монофракций минерала изучается его кристалломорфология и анализируется на элементы-примеси. Результаты исследований представляются в виде таблиц, графиков, планов, карт, разрезов. Но для более успешного использования получаемых результатов необходимо комплексное геолого-геохимическое, минералогическое, геофизическое исследование объектов прогноза и поисков.

Использование эндогенных геохимических ореолов для прогнозирования и поисков скрытого оруденения

Совмещение в пространстве различных типов метасоматитов и руд привело к возникновению рудно-метасоматических зон и сложных эндогенных геохимических ореолов. В пределах этих колонн геохимические ореолы проявляют неоднородное внутреннее строение: отрицательные и положительные аномалии размещаются под и над рудными телами и разными метасоматитами, что обусловлено перераспределением, вы-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

носом, привносом рудных элементов в ходе предрудного метасоматоза и рудообразования.

Отдельные геохимические ореолы представляют собой плоские факелы, значительно превышающие размеры рудных тел и околорудных метасоматитов. Кверху они распространяются вдоль контролирующих структур на много метров. Выделяются надрудные «а» (Ba, Sb, Hg), околорудные «b» (Cu, Bi, Au, Ag, Pb, Zn, Te, As_1) и подрудные «c» (Cr, Nr, Co, V, Ti, Mo, Be, W, As_2) группы элементов. Используются поэлементные, аддитивные и мультипликативные показатели. По своему внутреннему строению выявляемые геохимические ореолы обычно относятся к простым ореолам рассеяния с нарастанием концентраций элементов от периферии к центру, которая увеличивается по сравнению с фоновой вмещающих пород в десятки, сотни раз. Ореолы размещаются зонально и образуют внешний чехол вокруг рудоконтролирующих структур. Горизонтальная и вертикальная зональность ореолов обусловлена закономерным пространственным размещением групп элементов относительно рудного тела. Внутри каждой группы проявляется своя зональность распределения отдельных элементов. В горизонтальном разрезе внешнюю зону слагают Ba, затем Hg и Sb, среднюю — Cu, Pb, Zn, Bi, Te и внутреннюю — Cr, V, Ni, Co, Ti, Mn, Mo, As_2, Au, Ag, иногда W, Be, B. В вертикальном разрезе проявляется также зональность: вверху надрудные, в средней части — околорудные, внизу — подрудные группы элементов.

Рассматривая поведение элементов-примесей в кварцевых жилах и березитах с глубиной, можно отметить последовательное увеличение или сокращение содержаний отдельных элементов и мультипликативных их отношений от верхнего горизонта к нижнему (рис. 6).

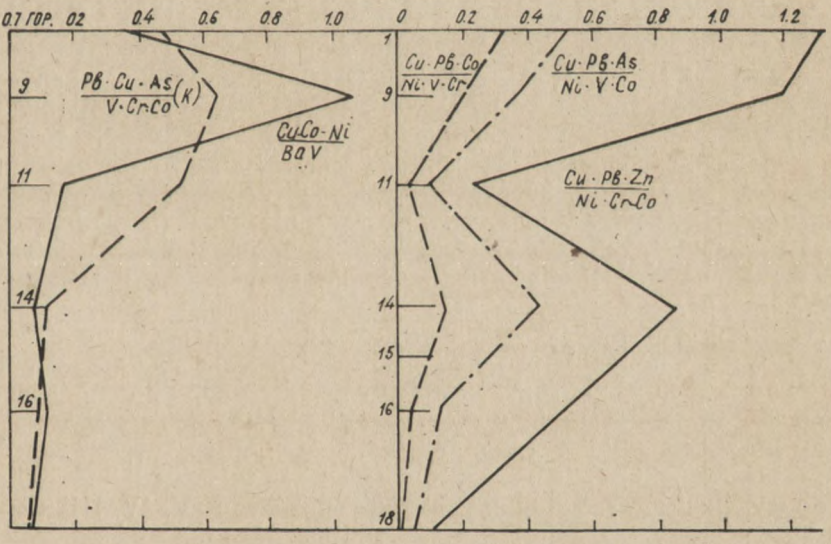


Рис. 6. Вертикальная геохимическая зональность лиственитов-березитов кварцевожильного месторождения

На скарновых месторождениях золота также выявляются ореолы элементов. Наиболее устойчивые ореолы формируют Cu, Zn, Ba, Ag, Au, Sr, реже As, Sb, Pb, Bi, Cd. Эти геохимические ореолы в плане имеют овальную форму длиной 200—600 м, а на глубину прослежены на 400—600 м. По увеличению размеров ореолов элементов-спутников можно полагать о перспективности скарново-рудных тел на глубину.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Для выявления вертикальной геохимической зональности производится расчет рядов элементов-индикаторов зональности по известной методике С. В. Григоряна [1]. Например, для гидротермально измененных пород кварцево-жильного месторождения в углеродисто-вулканогенной толще получен ряд сверху вниз: Ni—Co—V—Mo—Cu—Pb—Ba—Ag—Ti—Cr; для второго месторождения: Ag—Pb—Cu—Be—Ni—V—Co—Mo—Zn—Ba—Sr. Для внешних зон метасоматических колонок первого месторождения ряд зональности представлен Cu—Pb—Be—Ba—Co—Mo—Ag—Zn—Ni—V—Ti—Cr; второго — Ba—Be—Pb—Cu—Co—Mo—Ag—Zn—Ni—V—Cr. Выведены мультипликативные показатели зональности и рассмотрено их поведение в пространстве. На обоих месторождениях с глубиной наиболее монотонно изменяются показатели $\frac{Ba \cdot Hg \cdot Sb,}{Co \cdot V \cdot Ni \cdot Cr}$, $\frac{Cu \cdot Pb \cdot As}{Ni \cdot V \cdot Co \cdot Cr}$ — с 50 до 0,1 на 800—1200 м — по падению рудных жил. Во внешней зоне метасоматической колонки монотонно изменяются показатели $\frac{Ba \cdot Hg}{CO \cdot V \cdot Ni \cdot Cr}$, $\frac{Cu \cdot Pb \cdot Zn \cdot Ag}{Co \cdot V \cdot Ni \cdot Cr}$. Выявленная зональность явилась результатом развития рудно-метасоматических процессов в пространственно разобщенных структурах, обусловивших формирование отдельных рудных участков с законченным циклом выщелачивания и отложения вещества.

Зональное размещение различных типов руд, метасоматитов и эндогенных ореолов на контактово-метасоматических и жильных месторождениях нашло свое отражение в закономерном изменении состава и свойств растворов газово-жидких включений в минералах во времени и пространстве. Наиболее характерными показателями эволюции рудообразующих растворов в пространстве оказались изменения отношений K:Na, NH_4:K, SO_4:HCO_3, SO_4+HCO_3:Cl в кварцах и карбонатах. Установлено волнообразное изменение этих параметров с глубиной, соответствующее характеру размещения рудных столбов в тектонических структурах, при величине отдельных ритмов 160—200 м для контактово-метасоматического и 360—400 м для жильных месторождений в гранитоидах. Отношения K : Na, NH_4 : K, SO_4 : HCO_3 в растворах включений из жильных кварцев контактового месторождения минимальны ($\bar{X}$=0,16) на участках выклинивания рудных тел и максимальны ($\bar{X}$=1,0) в раздувах рудных столбов. В водных вытяжках окварцованных, биотитизированных, серицитизированных гранитоидов эти параметры также обнаружили волнообразное изменение при постепенном их возрастании к нижним горизонтам месторождения. Убогопродуктивные кварцевые жилы средних горизонтов (VI—VII) характеризуются пониженными значениями этих параметров. Например, отношения Na : K достигают значений 0,25—0,5, pH водных вытяжек от 6,2 до 7,1, а более продуктивные ассоциации верхних горизонтов (V, IV, III) показали уже повышенные значения этих параметров: Na : K от 0,2 до 2, pH водных вытяжек — от 7 до 8,2.

На втором месторождении отношения ионов в растворах включений кварцев также обнаружили тенденцию возрастания значений этих параметров от верхних горизонтов к средним, последующего их снижения на нижних (отношения K : Na 0,12, pH 6,8 на горизонте верхней штольни; K : Na до 2, pH 7,6—8,2 на горизонте III; 9,16—0,8 и 6,9—8,2 на нижнем IV горизонте). Во включениях минералов березитов, напротив, от верхнего горизонта к нижнему отмечается снижение этих параметров с 3,1 до 1,5 : 1 и 1 : 3.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Заключение

Выявляемые при крупномасштабном картировании и обработанные с помощью пространственно-статистического анализа на ЭВМ [2] параметры минералогических, геохимических данных применяются для построения моделей их полей и ореолов в зонах метасоматоза. Установленные закономерности используются как показатели оценочных критериев и признаков при определении глубины распространения того или иного типа оруденения и уровней эрозионного среза отдельных частей рудно-метасоматических зон. На этих количественных моделях основано создание прогнозно-поисковых комплексов для выявления скрытого оруденения в различных структурах земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Григорян С. В. Первичные геохимические ореолы гидротермальных месторождений, методы их изучения и практическое использование: Автореф дис... докт. геол.-минерал. наук. М.: ИМГРЭ, 1971. 75 с.

2. Китаев Н. А., Евдокимова В. Н., Чумакин В. М. Построение эмпирических моделей зональности рудных тел и их ореолов//Математическая обработка данных поисковой геохимии. Новосибирск: Наука, 1976. С. 115—131.

3. Коробейников А. Ф. Рудно-метасоматическая зональность на месторождениях золота//Геол. рудн. месторожд. 1983. № 1. С. 96—99.

4. Коробейников А. Ф., Ерофеев Л. Я., Черняев Е. В. и др. Комплексные геолого-геохимические и геофизические исследования при поисково-оценочных и разведочных работах на золото//Минерально-сырьевая база Красноярского края и Тувинской АССР: (Тез. докл. конф.). Красноярск, 1981. С. 57—59.

5. Коробейников А. Ф., Ерофеев Л. Я., Номоконова Г. Г. Геолого-геофизическая модель формирования золоторудных месторождений орогенных структур//Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука. Т. 2. 1985. С. 147—149.

6. Коробейников А. Ф., Пшеничкин А. Я. Геохимические особенности пирита золоторудных месторождений//Геохимия. 1985. № 1. С. 93—104.

7. Методические рекомендации по количественной оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Алма-Ата: КазИМС, 1982. 96 с.

8. Минералогическое картирование рудоносных территорий. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1985. 119 с.

9. Мирошниченко Л. А., Фомичев В. И., Кузнецова Е. И. Золотоносность метасоматических зон скарновых месторождений Саянской группы//Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1970. № 4. С. 9—19.

10. Смирнов В. И. Региональная и локальная эндогенная рудная зональность. Т. 2//Проблемы постмагматического рудообразования. Прага, 1965. С. 35—46.

11. Юшкин Н. П. Топоминералогия. М.: Недра, 1982. 288 с.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ГЛАВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Ю. В. ИНДУКАЕВ

В пределах Алтае-Саянской складчатой области наряду с рудными полями других металлов значительным распространением пользуются вольфрамовые месторождения различных генетических типов [3—5, 7—15]. Они сосредоточены главным образом на территории Горного Алтая, восточного склона Кузнецкого Алатау, отчасти Восточного и Западного Саян, а также Тувы. Описываемые рудные поля очень многочисленны и поэтому их характеристика дается на основе общности геологических и генетических признаков в пределах отдельных рудных формаций. Рудная формация, как понятие собирательное, абстрактное, включает наиболее характерные общие черты данной группы месторождений, отражающие основные закономерности процесса и условия рудообразования для данного формационного типа. Определяющим ее критерием как геологической категории является ярко выраженная индивидуальность, т. е. наличие характерных, присущих именно данной группе месторождений признаков и особенностей. Основной задачей формационного анализа изучаемых месторождений является установление характерных особенностей, которые позволяют определить самостоятельность и границы рудных формаций. Исходя из данного принципа и характера полезных компонентов руд, выделяем следующие рудные формации: грейзеновую, вольфрамитовую, Rf_2 — Восточный Саян; скарновую медно-молибденит-шеелитовую $\in_2$—$\in_3$ — восточный склон Кузнецкого Алатау, Восточный Саян; скарновую золотошеелитовую, O—S — Ю-В часть Горного Алтая; грейзеновую кварц-вольфрамитовую O—S — Ю-В часть Горного Алтая; грейзеновую кварц-вольфрамитовую, S — Западный и Восточный Саяны, восточная часть Горного Алтая, Тува; гидротермальную вольфрамито-золоторудную, O—S — Салаир; скарновую медно-шеелитовую, S_2—D_2 — Западный Саян, Тува; гидротермальную, кварц-вольфрамит-молибденитовую D_1 — Западный Саян, Тува; скарновую вольфрамит-молибден-полиметаллическую, C_1—C_3 — Горный Алтай; смешанную скарново-грейзеновую вольфрам-молибден-редкометальную, C_2—P — Горный Алтай; гидротермальную кварц-молибден-вольфрамовую, C—P — Горный Алтай; гидротермальную сульфидно-шеелитовую, C—P — Горный Алтай; скарновую шеелит-молибденитовую, C_2—P — Восточный Саян; гидротермальную вольфрам-кобальто-медно-висмут-арсенидо-полиметаллическую, C_1—P—Ю-В часть Горного Алтая.

Подавляющее большинство рудных формаций парагенетически связано с интрузиями гранитоидных ассоциаций как орогенного, так и субплатформенного этапов развития (каледонского, герцинского и киммерийского). Так, большинство (65%) W и W—Mo месторождений Горного Алтая размещается в полях гранитоидов, а те из них, которые отмечаются среди вулканогенно-осадочных пород, пространственно ассоциируют с дайками аплитов, гранит-порфиров, гранофиров. При этом среднепалеозойские регенерированные прогибы, развивающиеся вдоль

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

сочленения раннепалеозойских миоэвгеосинклинальных структурно-формационных зон, контролируют проявление наиболее позднего орогенного гранитоидного магматизма и связанного с ними W и W—Mo оруденения. Продуктивные гранитоидные массивы в пределах Горного Алтая развиты в следующих структурах: Холзунско-Чуйском, Калгутинском, Талицком антиклинориях, Ануйско-Чуйском, Белоубинском, Каргонском синклинориях, а также в Чарышско-Инском каледонском орогенном прогибе. Среди этих структур есть эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные зоны, структуры салаирской, каледонской и герцинской консолидации, сформировавшиеся в один и два геологических цикла.

Одни массивы гранитоидов располагаются в ядрах крупных антиклинорных структур среди нижнепалеозойских толщ. В этом случае они представляют собой батолиты. С ними парагенетически связаны кварцевые жилы с вольфрамитом, шеелитом и различными сульфидами (MoS_2, $CuFeS_2$, FeS_2 и т. д.). В экзоконтакте гранитоидов отмечаются скарны (с шеелитом) и роговики (Белокурихинское). Другие интрузивы размещаются в небольших брахиформных складках в девонских толщах наложенных прогибов и впадин (Калгутинское). Часть этих массивов локализуется в ядрах брахиформных антиклиналей в вулканитах девона, другая развивается в виде цепочки и линейных тел, располагаясь в зонах разломов среди ороговикованных известковистых песчано- и алевролито-сланцевых пород ($Д_2$—$Д_3$). С первыми из них парагенетически связаны кварцево-грейзеновые, а со вторыми — месторождения вольфрамо-кобальто-медно-висмут-полиметаллической формации (зона экзоконтакта). В последнем случае рудные тела представляют собой зоны брекчированных пород, где обломки биотитизированных и турмалинизированных алевролитов и песчаников сцементированы кварцем, гидрослюдами, хлоритом и полевыми шпатами с примесью апатита. В цементе этих брекчий развиты гнезда и прожилки шеелита, кобальтина, глаукодота, халькопирита, арсенопирита, PbS, ZnS, FeS, FeS_2.

Чаще всего месторождения грейзеновых [1, 2, 11] и кварц-вольфрамитовых формаций парагенетически связаны с комплексами калиевых лейкократовых гранитов. При этом наблюдаются во времени и в пространстве перемежаемости магматических пород и рудных тел (жил) и переходы от гранитов к кварцевым прожилкам. Гранитоиды характеризуются повышенным количеством K, Rb, Cs, F, содержание которых возрастает в более поздних фазах. Полевой шпат и акцессорные — апатит и циркон содержат повышенное количество W. Биотиту свойственна повышенная железистость ($f = 80—98\%$) и наличие примесей V, Cr, Ni, Co.

Ряд месторождений Горного Алтая, относимых к шеелитовым рудным формациям, парагенетически связан с плутоническими ассоциациями монцонит-граносиенит-гранитного или вулканоплутоническими ассоциациями трахибазальт-трахиандезит-монцонит-граносиенитового состава. Эти ассоциации пород характеризуются повышенным содержанием K, Mg, Fe, Cr, Ni, Co, V. Акцессорный магнетит обогащен Cr, Ni, V, а апатит W. Последнее, видимо, обусловлено тем, что апатит с шеелитом образует тесные срастания.

Позднепалеозойские граниты и W оруденение контролируются главным образом продольными разрывными нарушениями в центральных зонах или краевых частях антиклинориев и синклинориев, а также в зонах их стыка. Они не связаны с какими-либо определенными структурно-формационными зонами, наложены на тектонические структуры, разные по времени заложения, консолидации и характеру развития. По химическому составу рудоносные граниты Горного Алтая близки ряду щелочно-земельный гранит-гранодиорит (по Р. Дэли).

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Многие W и W—Mo рудные поля приурочены к активизированным участкам земной коры, в которых отмечаются мощные проявления герцинского и мезозойского гранитоидного магматизма, интенсивная тектоническая проработка древних каледонских и раннегерцинских структур и орогенных гранитоидных массивов. Послескладчатые гранитные интрузии и связанные с ними W и W—Mo рудные поля контролируются разломами различной ориентировки и являются часто поперечными и диагональными по отношению к продольным дизъюнктивам и складчатым структурам СЗ простираний. Рудные тела ассоциируют с апофизами, малыми интрузиями и дайками гранит-порфирового или аплитового состава, внедрением которых завершался многофазный гранитоидный магматизм зон активизации. Об этом свидетельствует совместное размещение даек и рудоносных грейзеновых и скарновых тел, а также кварцевых жил в пределах одних и тех же структурных зон разрывного характера. Отмеченное позволяет утверждать, что месторождения W и Mo формировались в условиях зрелой континентальной коры и связаны с тектоно-магматическими процессами поздней эпигеосинклинальной орогении или субсеквентного развития либо эпиплатформенной орогении. Это были режимы блоковых движений и гранитоидного магматизма, когда разрядка тектонических напряжений происходила прежде всего по шовным структурам, разломам глубокого заложения и длительного развития и сопровождалась выводом гранитной магмы в верхние горизонты земной коры.

Описываемые месторождения [1, 4, 7, 8, 15] ассоциируют в пространстве с батолитоподобными телами «пестрого» состава, гипабиссальными трещинными интрузиями, штоками, субвулканическими телами и вулканическими аппаратами и часто сопровождаются сериями даек. Форма продуктивных интрузивов (изометричная, удлиненная, неправильная и др.) связана с характером дизъюнктивных и складчатых структур. Месторождения размещаются в одних случаях внутри интрузивов, в других — в апикальных частях куполов, в надынтрузивной зоне, над побочными куполами и реже над пологими поверхностями контакта с вмещающими породами. Роль магматизма в формировании структур рудных полей наиболее четко проявляется при внедрении и становлении массивов. Часто магматизм выступает в роли рудоконтролирующего фактора. Например, в грейзеновых месторождениях, тесно связанных с куполами интрузивов, часто отмечается приуроченность залежей к системам контракционных трещин. Последние параллельны кровле и возникают в процессе остывания массивов. Грейзеновый процесс протекал в условиях слабой проницаемости кровли, когда система тектонических нарушений, контролирующих купола, значительное время оставалась закрытой. Образованию штокверковых рудных тел способствовали радиальные напряжения, обусловленные динамической активностью магмы. Она проявлялась в связи с формированием вулканогенных комплексов в процессе становления интрузивов и выражалась в образовании радиально-кольцевых систем трещин, эруптивных и минерализованных брекчий. Чаще всего эти процессы развиваются в менее глубинных условиях, как правило, связанных с вулканогенными комплексами.

Жильные месторождения, в свою очередь, тесно связаны с формированием дизъюнктивных структур. Специфика развития тектонического режима и многообразие обстановок во вмещающих породах определяют строение апикальных частей продуктивных интрузивов. Если структурно-тектонические факторы обусловливают активизацию соответствующих участков земной коры и обеспечивают благоприятные условия для внедрения магматических расплавов и поступления растворов, то магматизм влияет на размещение рудных тел. Таким образом, пространственное положение месторождений во многом определяется сочетанием структурно-тектонических, магматических и литологических

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

факторов, значение которых меняется в зависимости от конкретной геологической обстановки. Во время формирования месторождений структуры представляли собой достаточно жесткие участки земной коры, реагировавшие на тектонические напряжения главным образом блоковыми перемещениями. Это предопределяет ведущую роль в локализации рудных полей разрывных тектонических нарушений, различающихся по характеру проявления, строению и длительности формирования. Среди них выделяются региональные разломы, швы, зоны смятия и зоны повышенной трещиноватости пород. По отношению к складчатым структурам они являются продольными, поперечными и диагональными.

Месторождения приурочены к тем участкам региональных разрывных тектонических нарушений, в которых создавались наиболее благоприятные условия для широкого развития разрывов более высоких порядков и мелкой трещиноватости. Это происходило, с одной стороны, в местах изгиба разрывных нарушений, их разветвления, сочленения, ответвления от них оперяющих разрывов, а также пересечения нарушений двух и более направлений, а с другой — в пределах блоков пород, испытавших длительное время преобладающие восходящие движения (в условиях кристаллического субстрата — в относительно приподнятых блоках, а в слоистых толщах — в геоантиклинальных структурах). При этом важное рудоконтролирующее значение имеют ядра антиклинальных складок, участки индуляции осей и резких перегибов складчатых толщ.

Влияние физико-химических свойств вмещающих пород на локализацию оруденения проявляется широко. Оно выражается в экранировании рудоносных растворов, приуроченности рудных тел к литологически благоприятным горизонтам пород, в формировании месторождений около так называемых «жестких упоров» (жестких блоков). В качестве экрана обычно выступают осадочно-вулканогенные толщи, песчано-сланцевые породы, полого залегающие дайки и разрывные тектонические нарушения. Поведение оруденения под (полого) экранирующими поверхностями различно. Во многих случаях экранирующие толщи ограничивали продвижение рудоносных растворов в верхние горизонты земной коры. Такие толщи, по-видимому, являлись полупроницаемыми экранами, создавали относительно замкнутую систему, в которой происходило рудообразование.

Наибольшее влияние оказывают физико-механические свойства пород на распределение оруденения в штокверковых месторождениях кольцеобразной формы. Здесь в качестве жестких упоров выступали штоки интрузивных пород или блоки пород, подвергшиеся раннему окварцеванию, или так называемые кварцевые ядра (Ипчульское молибденовое месторождение, Хакасия).

Месторождения характеризуются сложным минералогическим составом, многоэтапной историей (см. таблицу) и разнообразием физико-химических условий образования. Для установления режима минералообразования использовались методы парагенетического анализа, термобарометрии и др. Например, грейзены одного из месторождений образовались при Т 500—450° С из кислых растворов (pH=3,5—5,0), на что указывает парагенезис биотита, мусковита, хлорита. Кварц из жил и грейзенов Калгуты характеризуется высокой температурой гомогенизации газово-жидких включений (430—450 и 460—520°). Температура гомогенизации кварца из грейзенового месторождения Джулалю 400—420°. Здесь зерна кварца, имеющие размеры 0,2—3,5 мм, содержат многочисленные (мелкие до 0,05 мм) двух-, трехфазные первичные газово-жидкие включения округлой, реже неправильной и трубчатой формы. По данным анализа водных вытяжек характерно преобладание катионов Ca^{2+} над Na, Mg, K и анионов HCO_3 над Cl, F. Кварцево-шеелитовые руды формировались при Т 450—360° в близнейтрально-слабоще-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

лочной среде. Образование сульфидных руд протекало в условиях низкого окислительного потенциала и низкой щелочности при Т, изменяющейся от 540 до 180° (на что указывает ассоциация пирротина, арсенопирита, самородного висмута и марматита). Образование галенитсфалеритовых руд происходило при повышенных значениях активности кислорода, щелочности и концентрации сульфидной серы в растворе, что доказывается парагенезисом галенита, маложелезистого ZnS, FeS_2 и свинцовых сульфосолей и висмута. Температура растворов в эту стадию снижалась от 310 до 200°. Однако в конкретных случаях вследствие большого разнообразия линий эволюции кислых расплавов и постмагматических растворов каждый этап минералообразования характеризуется своим специфическим составом рудных и летучих компонентов, различной полнотой и интенсивностью проявления различных стадий минералообразования. Например, эволюция магматических расплавов в отношении изменения кислотности-щелочности намечается по-разному. В одних случаях изменение pH идет в сторону повышения кислотности (с возрастанием роли кремнекислоты и F) и щелочности (с ростом агпаитности и K/Na отношения). Подобное намечается для группы известково-щелочных гранитоидных формаций, которые имеют такие породные ассоциации: гранодиорит-граниты, диорит-граносиенит-гранит, диорит-гранодиорит-гранит. Для таких гранитоидных массивов характерно развитие в постмагматический период ранней щелочной стадии, в течение которой (в связи с ранними фазами внедрения) проявлялись микроклинизация, альбитизация, скарнирование (см. таблицу). Становление интрузий более поздних фаз обусловливает проявление кислотного метасоматоза, что приводит к развитию грейзенизации и окварцевания. В парагенетической связи с такими массивами находятся сложные рудные поля. В пределах последних наблюдаются апограниты с комплексом ценных компонентов, шеелитоносные скарны, W — Mo жилы, грейзены с W и Mo, скарново-грейзеновые и грейзено-жильные тела с разнообразными минералами.

Во второй группе массивов в процессе эволюции расплавов намечается иное направление изменения pH. Оно выражается в возрастании кислотности и понижении шелочности. Наряду с этим существуют и более сложные пути изменения pH. Разнообразие условий рудообразования отражается и на составе и строении зерен главных рудных минералов, в частности вольфрамита. В месторождениях встречаются как гомогенные, так и неоднородные кристаллы и зерна [6]. Микронеоднородность в монокристаллах нередко выражается в форме присутствия микрофаз разного состава. Для грейзенов и кварцевых жил Джулалю характерным является собственно вольфрамит, имеющий от 32,8 до 41% гюбнеритовой молекулы. Для кварцевых жил Бугузинского месторождения свойственно содержание как ферберита, так и вольфрамита, имеющего от 14,8 до 36,4% гюбнерита. В условиях Калгутинского рудного поля намечаются две группы вольфрамитов. Одна из них представлена собственно гюбнеритом (гюбнеритовой молекулы от 79 до 85%), вторая — вольфрамитом (от 48 до 67% гюбнерита). При этом на данном месторождении намечается уменьшение отношения гюбнерит/ферберит в вольфрамитах на разных уровнях рудного поля (от 4,65 на уровне 3270 м до 1,35 на уровне 2860 м). Шеелит имеет близкий состав (CaO — 19,41 — 20,61; WO_3—79,20—80,12 —в месторождениях восточного склона Кузнецкого Алатау и CaO—19,50—20,20; WO_3 —79,92—80,50 — в рудных полях Горного Алтая). В некоторых месторождениях отмечается висмутовая минерализация в виде висмутина и сульфосолей (галеновисмутина — $Pb_{1,60}(Be_{1,96}Fe_{0,15})_{2,11}S_{4,00}$; козалита — $(Pb_{1,94}Fe_{0,14})_{2,08}Bi_{1,99}S_{5,00}$; лиллианита — $Pb_{3,00}Bi_{2,05}S_{6,00}$). Bi минерализация связана с проявлением более поздних сульфидных стадий минералообразования. Однако в вольфрамсульфидных месторождениях (в отличие от кварц — W) Bi

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

тесно связан с Te. В данном случае образуются сульфотеллуриды Bi типа жозеита, а самородный висмут обогащен Te. Обычно названные минералы совместно с леллингитом и арсенопиритом являются наиболее ранними минералами сульфидной стадии минералообразования. С падением активности и концентрации As и возрастанием роли S висмут проявляет связь с Pb. В этом случае формируются Pb—Bi сульфосоли, распадающиеся при охлаждении на самородный Bi и сульфосоль. На завершающих стадиях минералообразования Bi изоморфно входит в решетки PbS. В большинстве случаев висмутовые минералы гетерогенны и представляют собой сложные тонкие прорастания различных фаз, сформировавшихся в процессе распада (структуры распада твердых растворов).

ЛИТЕРАТУРА

1. Апельцин Ф. Р., Гетманская Т. И., Лисицин А. Е. Вольфрамовые месторождения, методы их поисков и оценки. М.: Недра, 1980. 244 с.

2. Беус А. А. Геохимия грейзеновых месторождений и закономерности распределения в них редких элементов//Геохимические циклы. М.: Наука, 1960. С. 21—29.

3. Генетические модели эндогенных рудных формаций (Оловянно-вольфрамовые, полиметаллические, золоторудные месторождения). Т. 2. Новосибирск: Наука, 1983. С. 39—42.

4. Денисенко В. К. Месторождения вольфрама. М.: Недра, 1978. 198 с.

5. Зив Е. Ф. Шеелитоносность скарнов восточного склона Кузнецкого Алатау. М., 1939. 169 с.

6. Иванова Г. Ф. и др. Зависимость состава вольфрамитов от ряда геолого-минералогических и физико-химических факторов//Геохимия. 1971. № 9. С. 1139—1142.

7. Индукаев Ю. В. Рудные формации контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области. Ч. II. Томск: Изд-во ТГУ, 1980. 297 с.

8. Индукаев Ю. В. Главные эндогенные рудные формации Западной и Центральной части Алтае-Саянской области//Вопросы геологии Сибири. Томск: Изд-во ТГУ, 1982. С. 99—122.

9. Индукаев Ю. В. Некоторые закономерности размещения и формирования эндогенного оруденения Центральной и Западной части Алтае-Саянской области. Томск: Изд-во ТГУ, 1988. С. 340.

10. Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей//Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1967. С. 275—303.

11. Онтоев Д. О. Зональность вольфрамовых месторождений//Зональность гидротермальных рудных месторождений. Т. I. М., 1974. С. 89—147.

12. Покалов В. Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М.: Недра, 1972. 269 с.

13. Сотников В. И. Опыт систематики вольфрамового и молибденового оруденения Алтае-Саянской геосинклинальной области//Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Недра, 1966. С. 115—123.

14. Структуры рудных полей и месторождений вольфрама, молибдена, олова. М.: Недра, 1983. 231 с.

15. Субботин К. Д. и др. К вопросу о закономерностях размещения вольфрамовых месторождений в Горном Алтае//Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. С. 22—29.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

О ГЕТЕРОГЕННОСТИ ПОЛЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ ВЕРХНЕАБАКАНСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО РАЙОНА ЗАПАДНОГО САЯНА

Г. Б. КНЯЗЕВ, С. В. ГУКОВ

Верхнеабаканский железорудный район расположен в области торцового сочленения структур Западного Саяна и Горного Алтая [3, 4, 9]. Он представляет собой сложно построенную территорию (рис. 1), многие элементы структуры которой до сих пор не расшифрованы. Исторически сложилось так, что центральная и восточная части Западного Саяна, а также прилегающие к нему структуры Горного Алтая начали исследоваться раньше и им посвящено большое количество опубликованных работ. Западная же часть Западного Саяна, к которой относится характеризуемый железорудный район, исследована со значительно меньшей детальностью.

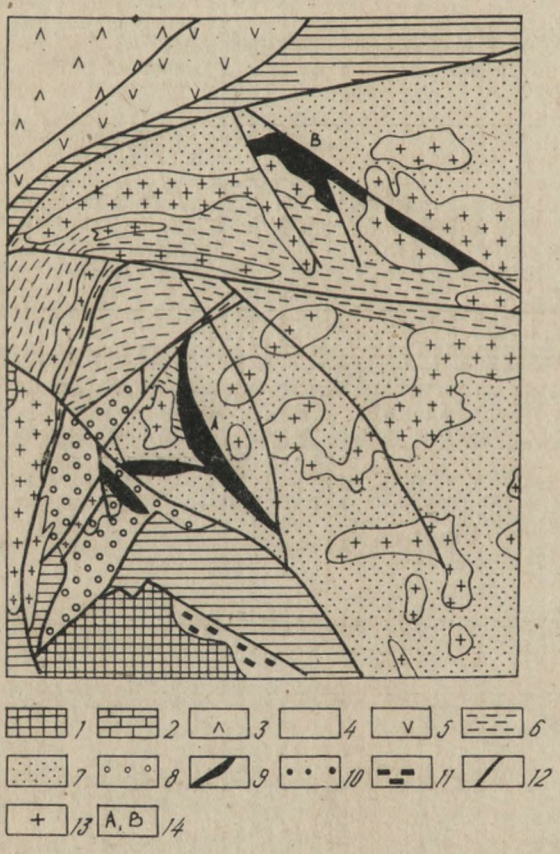


Рис. 1. Структурная схема Верхнеабаканского железорудного района: *1* — Чулышманский выступ докембрийского фундамента; *2* — кембрийские отложения Арбатской зоны (на севере) и Чулышманского антиклинория (на юге); *3*—кембрийские отложения Мрасско-Кондомской зоны; *4* — блок биотит-кордиеритовых гнейсов Волковского рудного поля; *5* — девонские отложения Абаканского межгорного прогиба; *6* — Коныйско-Бедуйская зона регионального метаморфизма; *7* — верхнекембрийско-ордовикские (?) существенно терригенные отложения Западно-Саянского синклинория; *8* — ордовикские отложения Еринатской мульды; *9* — силурийские отложения приразломных блоковых прогибов; *10* — каменноугольные отложения; *11* — юрские угленосные отложения; *12* — разломы; *13* — интрузивные тела гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов, гнейсогранитов; *14* — группы месторождений: *А* — Волковско-Ярышкольская (Большеабаканская); *В* — Кызырсугско-Сабирзяновская (Малоабаканская). Схема составлена по материалам П. С. Антонова, А. Б. Дергунова, А. М. Боровикова, Е. С. Единцева

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Развитие общих представлений о геологии области сопряжения Западного Саяна и Горного Алтая сталкивается прежде всего с теми же проблемами, что и для Алтае-Саянской области в целом. Одна из главных проблем — это проблема возраста флишоидных толщ, слагающих большие площади и содержащих крупные гранитные интрузии, определение возрастной и структурной позиции которых тесно связано с решением проблемы возраста вмещающих пород и геотектонической позиции флишоидного осадконакопления. По результатам геолого-съемочных работ и в соответствии с представлениями ряда исследователей эти отложения отнесены к верхнекембрийско-ордовикской горно-алтайской серии (свите) [9]. По другим представлениям [14] эти отложения имеют докембрийский возраст, в связи с чем структурная позиция и возраст гранитоидов рассматриваются с совершенно иных позиций и иначе представляется геологическая история Западного Саяна. Среди гранитоидных плутонов выделяются два основных формационных типа [2, 15]. Гранитоидные массивы первого типа объединены в составе Большепорожского комплекса силурийского возраста. Гранитные массивы второго типа отнесены к Джойскому комплексу нижнедевонского возраста. Различия между массивами разных комплексов в конкретных случаях не всегда очевидны. Большепорожский комплекс в целом является более основным.

Одной из особенностей района является широкое развитие зон и полей метаморфических пород с уровнем метаморфизма, достигающим биотит-силлиманитовой фации. Возраст и структурная позиция метаморфитов устанавливаются неоднозначно. Одни исследователи [3, 4, 9, 11, 19] выявляют связь метаморфизма с гранитоидными плутонами или выделяют особый комплекс гнейсогранитов [1, 3], считая, что метаморфизму подвержены флишоидные отложения горно-алтайской свиты или же средне-верхнекембрийские отложения. Другая группа исследователей [5, 10, 12, 18] рассматривает собственно метаморфические породы как более древние, выделяя в структурах Горного Алтая и Западного Саяна докембрийские метаморфические глыбы.

Верхнеабаканский железорудный район располагается на площади, ограниченной с юго-запада Шапшальским глубинным разломом, на западе — Прителецкой зоной, на севере — Северо-Саянским глубинным разломом. Примерно в центре района располагается субширотная Коныйско-Бедуйская зона метаморфизма, не имеющая резко очерченных границ и меняющая ориентировку на субмеридиональную с приближением к структурам Прителецкой зоны. Коныйско-Бедуйская зона метаморфизма делит район на две части. Южная часть содержит железорудные месторождения Большеабаканской (Волковско-Ярышкольской) группы; северная — месторождения Малоабаканской (Кызырсугско-Сабирзяновской) группы. Месторождения связаны с отложениями силурийской ярышкольской свиты [9], слагающими узкие грабенообразные структуры, вероятно представляющие собой приразломные прогибы. Для разломов, контролирующих распределение силурийских отложений и железорудных месторождений, характерна длительная история развития с проявлением многоэтапной минерализации. В связи с ними фиксируются малые габброидные интрузии и интрузия субвулканических гранит-порфиров и граносиенит-порфиров.

Чтобы оценить структуры железорудных полей западной части Западного Саяна, нами были изучены особенности трещиноватости пород рудовмещающих тектонических блоков и примыкающих к ним блоков метаморфических пород, пород горно-алтайской свиты и гранитов. По более чем 50 массовым замерам трещиноватости (около 7000 трещин) был проведен анализ полей тектонических напряжений с использованием известных методик [6, 7, 16]. Для изучения особенностей трещиноватости блоков метаморфических пород был выбран блок, при-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

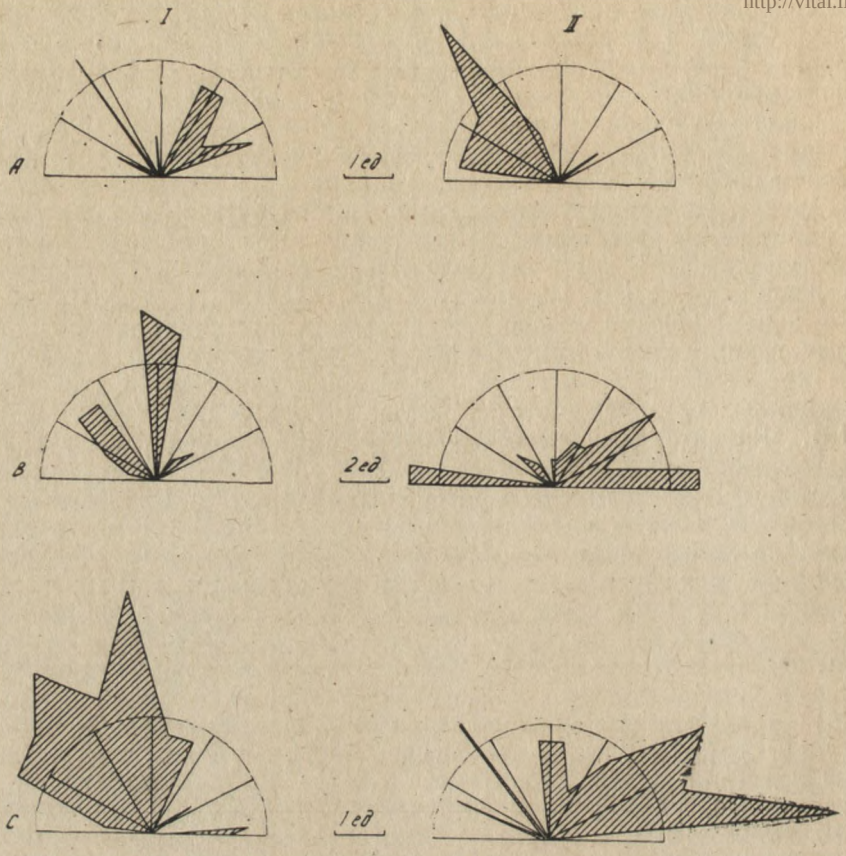


Рис. 2. Розы-диаграммы простираний главных напряжений сжатия (ряд I) и растяжения (ряд II): *A* — в блоке метаморфических пород; *B* — в гранитах Левобережного массива; *C* — в блоке рудовмещающих отложений Волковского месторождения

легающий к Волковскому месторождению. Блок сложен биотит-кордиеритовыми гнейсами. С запада он ограничен телом гранитов Левобережного массива, с востока — хорошо выраженным Волковским разломом, с которым связано промышленное железооруденение. В блоке метаморфических пород зафиксированы два поля тектонических напряжений (рис. 2, *A*). Наиболее выражено поле взбросового типа с субвертикальной ориентировкой растягивающих напряжений и с преимущественно северо-восточной ориентировкой сжимающих напряжений. Менее характерно для этого блока поле напряжений сдвигового типа с северо-западной ориентировкой осей сжатия.

Трещиноватость отложений горно-алтайской свиты (Саянского комплекса, по А. И. Науменко [14]) была исследована в блоке, который примыкает с севера по разлому к грабенообразной структуре, выполненной отложениями ярышкольской свиты и вмещающей собственно Ярышкольское железорудное месторождение. Отложения горно-алтайской свиты прорваны Левобережным гранитным массивом. Поле напряжений в этом блоке имеет четко выраженный сбросовый характер. В результате анализа диаграмм трещиноватости [8] по разломам, ограничивающим с севера ярышкольскую железоносную структуру, восстанавливаются крутые движения. Особенности трещиноватости гранитоидов изучены для Левобережного массива. Анализ трещиноватости и других геологических данных (разгнейсование, ориентировка даек) позволяет восстановить два основных поля тектонических напряжений

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

сдвигового типа с меридиональной и северо-западной ориентировкой сжимающих напряжений (рис. 2, *В*). Кроме того, в гранитоидах проявляется ряд локальных полей напряжений сбросового и взбросового типов.

Трещиноватость рудовмещающих пород ярышкольской свиты изучена на Волковском месторождении. Рудовмещающие отложения слагают здесь узкий линейный грабен с субмеридиональной ориентировкой. Они представлены песчаниками, алевролитами, сланцами, содержащими прослои и линзы известняков и доломитов. Породы слабо метаморфизованы. Изучение их трещиноватости позволило выделить в пределах рудовмещающего блока два основных поля тектонических напряжений сдвигового типа с меридиональной и северо-западной ориентировкой сжимающих напряжений. Кроме того, выявляется ряд слабо выраженных полей напряжений с северо-восточной и субширотной ориентировкой осей сжатия (рис. 2, *С*). В целом в пределах рудовмещающего блока трещиноватость оказывается более сложной, чем в других блоках. Она часто характеризуется поясной ориентировкой. Изучение пространственной изменчивости трещиноватости от периферии рудовмещающего блока к его центру (рудной зоне) показывает, что количество поясов трещин в этом направлении возрастает до трех. Сдвиговые подвижки по рудоконтролирующим субмеридиональным разломам приобретают существенную вертикальную составляющую. Поля напряжений характеризуются здесь заметным разбросом ориентировки осей по азимутам и углам падения вплоть до появления сбросовых напряжений.

Рис. 3. Синоптические диаграммы ориентировки главных нормальных напряжений сжатия (*А*), растяжения (*В*) и промежуточных напряжений (*С*) для Верхнеабаканского района: *А* — 75 осей, изолинии 0,7—3—4—5,5—6,5%; *В* — 70 осей, изолинии 3—4—5,5—6,5—7,5%; *С* — 70 осей, изолинии 0,7—3—5,5—7,5—12%. Сетка Вульфа, проекция с верхней полусферы

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://www.lib.tsu.ru

Анализ синоптических диаграмм (рис. 3) ориентировки осей напряжений позволяет выделить для района два основных поля тектонических напряжений сдвигового типа: «ортогональное» с меридиональной ориентировкой сжимающих напряжений и «диагональное» с северо-западной ориентировкой осей сжатия. Полученный результат подтверждает представления, высказанные в целом для Западного Саяна Л. П. Зоненшайном [12], а для области сочленения Западного Саяна и Горного Алтая А. Б. Дергуновым [9].

Ортогональное поле напряжений представляется наиболее ранним доминирующим и наиболее стабильным, проявляющимся на протяжении всего периода развития структур западной части Западного Саяна [4, 12]. С этим полем, вероятно, связано заложение и развитие Шапшальского глубинного разлома и сопряженных с ним более мелких структур.

С действием диагонального поля напряжений связано заложение меридиональных и субширотных структур. Проявление этого поля фиксируется на фоне снижения тангенциальных тектонических напряжений. Образование силурийских грабенов и внедрение гранитоидов, вероятно, связано с действием сбросового поля напряжений, зафиксированного среди отложений горно-алтайской серии. Формирующиеся структуры при этом используют ослабленные зоны, заложившиеся в период действия диагональных полей напряжений, что подчеркивается конфигурацией гранитных массивов и преимущественно субмеридиональной и субширотной ориентировкой силурийских грабенов.

Доминирующая роль ортогональных напряжений сохраняется и после заложения силурийских грабенов. В ортогональном поле под действием меридиональных сжимающих напряжений разломы субмеридионального простирания «работают» как раздвиговые структуры и в них создаются наиболее благоприятные условия для процессов рудообразования. В частности, раздвиговый режим зоны рудоконтролирующего Волковского разлома в период рудообразования подтверждается проявлением базальтоидных малых интрузий и широким развитием жильных рудных тел.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алабин Л. В., Долгушин С. С., Рогов Н. В. Формация гнейсогранитов зон смятия Алтае-Саянской складчатой области//Геология и геофизика. 1975, № 4. С. 28—38.

2. Антонов П. С. Основные черты геологического строения плутонов гранодиоритовой формации Западного Саяна//Гранитоидные комплексы Сибири. Новосибирск, 1979. С. 41—52.

3. Боровиков А. М. О торцовом сопряжении структур Зап. Саяна, Зап. Тувы и Горного Алтая//Тектоника Сибири. Новосибирск, 1963. Т. II. С. 234—241.

4. Боровиков А. М. Типы поперечных сочленений линейных тектонических элементов. М.: Наука, 1971. 101 с.

5. Волков В. В. О механизме образования региональной складчатости Алтае-Саянской области в нижнем палеозое//Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии: Тез. докл. Всесоюз. симпоз., г. Новосибирск, 15 февр. 1982 г. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1982. С. 159—161.

6. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.

7. Гущенко О. И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений//Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7—26.

8. Данилович В. Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск, 1961. 47 с.

9. Дергунов А. Б. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. М.: Наука, 1967. 223 с.

10. Структурные и вещественные критерии при картировании метаморфических толщ/Н. Л. Добрецов, И. Б. Кепежинскас, В. И. Кицул и др. Методика картирования метаморфических комплексов. Новосибирск: Наука, 1980. С. 18—34.

11. Единцев Е. С., Кузнецов Ф. В., Долгушин С. С. Ярышкольский район//Железорудные месторождения Сибири. Новосибирск: Недра, 1981. С. 109—110.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

12. Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 111 с.
13. Лепезин Г. Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1978. 229 с.
14. Науменко А. И. К проблеме возраста флишоидных толщ Западного Саяна и восточных районов Горного Алтая//Геология и геофизика. 1985. № 12. С. 18—25.
15. Невский В. А. Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1979. 224 с.
16. Николаев П. И. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений//Изв. вузов. Геология и разведка. 1977, № 12. С. 103—116.
17. Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железооруденение юга Средней Сибири. М.: Наука, 1970. 312 с.
18. Родыгин А. И. Докембрий Горного Алтая. Томск, 1968. 327 с.
19. Хераскоов Н. Н. Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979. 119 с.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ЗОНАЛЬНОСТЬ СКАРНОВО-РУДНЫХ ТЕЛ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАРГОЗ

А. А. ЗУБКОВ, Г. Б. КНЯЗЕВ

В сырьевой базе Кузнецкого металлургического комбината значительное место занимают небольшие по запасам, но обладающие богатыми легкообогатимыми магнетитовыми рудами месторождения контактово-метасоматического генезиса. К этому типу принадлежит и магнетитовое месторождение Маргоз (Краснокаменская группа, Восточный Саян). В связи с началом эксплуатации месторождения на нем в середине 80-х гг. проведены дополнительные разведочные работы, что позволило авторам получить материал, уточняющий его структуру, и выявить химико-минералогическую зональность скарново-рудных тел.

Месторождение Маргоз расположено в северном контакте Канзыбинского гранитного массива, прорывающего кембрийские вулканогенно-осадочные породы (рис. 1). Кембрийские отложения имеют моноклинальное залегание и падают на северо-северо-запад под углами 50—70°.

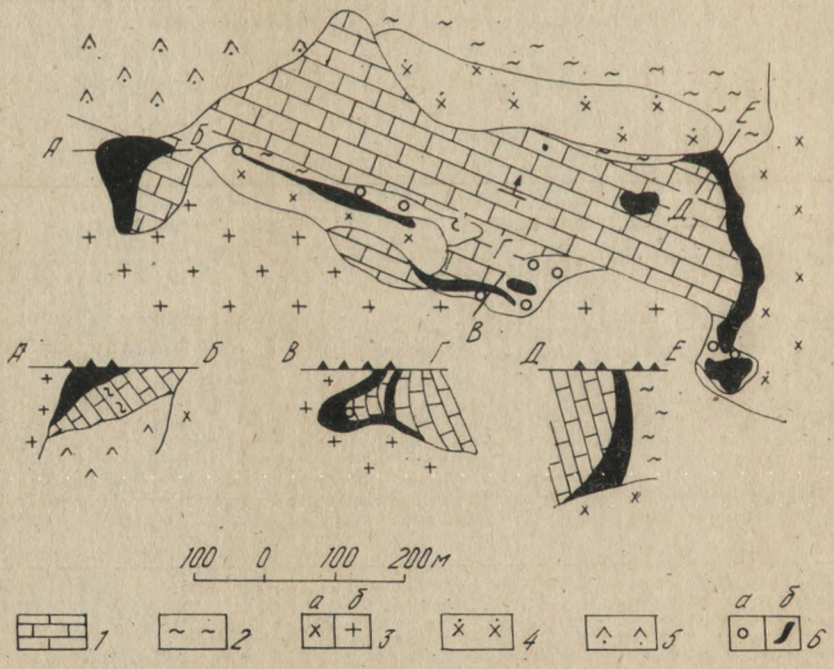


Рис. 1. Схематическая геологическая карта и разрезы железорудного месторождения Маргоз: *1* — известняки и доломиты; *2* — вулканогенно-осадочные породы; *3* (*а* — диориты, *б* — граниты); *4* — диорит-порфириты; *5* — плагиоклазовые порфириты и кварцевые диорит-порфириты; *6* (*а* — скарны, *б* — магнетитовые руды); *АБ*, *ВГ*, *ДЕ* — линии разрезов

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

В составе этих отложений горными выработками вскрыты (снизу вверх): 1) известняки, содержащие повышенное количество примесного силикатного материала (мощность горизонта 80—100 м); 2) известняки с линзами и прослоями ороговикованных алевролитов и туфоалевролитов (мощность 100—150 м); 3) доломиты и доломитистые известняки (мощность 100—120 м); 4) переслаивающиеся измененные грубо- и мелкообломочные туфы, туффиты и алевропесчаники, участками с повышенным содержанием карбонатного материала (мощность более 300 м).

Кембрийские отложения содержат серию разновозрастных интрузивных тел. Наиболее ранними являются штокообразные малые тела диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов. В северо-восточной части рудного поля вскрыто тело более поздних диоритов и габбро-диоритов. Вся южная часть рудного поля сложена гранитами, гибридизирующимися в контактовых зонах до гранодиоритов и кварцевых диоритов. Граниты отчетливо прорывают тело диоритов и содержат внутри себя маломощные тесно связанные с гранитами дайкообразные тела лейкократовых мелкозернистых гранитов повышенной щелочности. Наиболее поздними являются дайки диабазов и микродиоритов.

Скарново-рудные тела месторождения располагаются вдоль контактов диоритов и гранитов, и их форма отражает сложную конфигурацию этих контактов. Лишь на восточном участке рудное тело отходит от контакта с интрузивными породами, располагаясь между горизонтом доломитовых известняков и ороговикованных туффитов. В целом же для месторождения характерно несогласное положение рудных тел относительно залегания вмещающих пород.

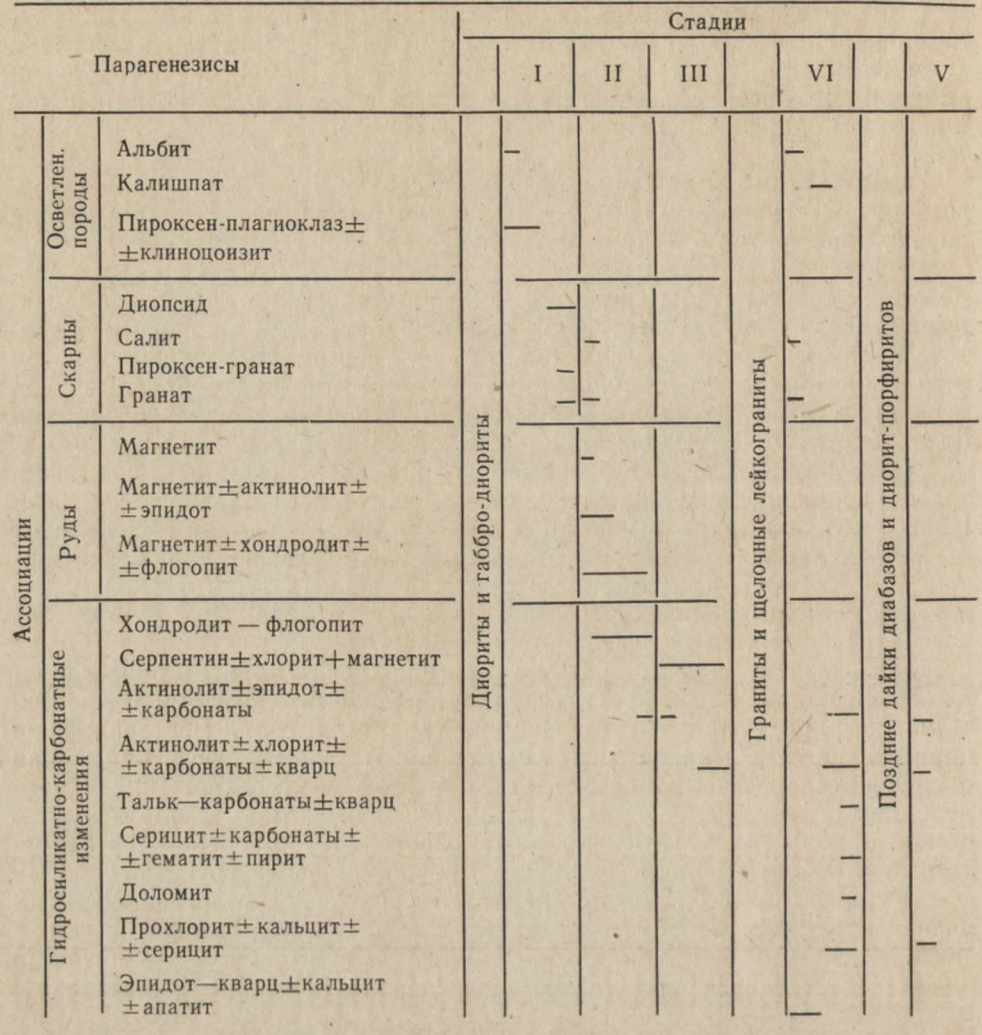
Метасоматические породы на месторождении Маргоз представлены альбитизированными, осветленными породами, скарнами и продуктами их гидротермальных изменений. Характерные для месторождения парагенетические минеральные ассоциации метасоматитов и примерная последовательность их образования с учетом взаимоотношений с проявлениями интрузивного магматизма показаны в табл. 1. Метасоматические породы Маргоза имеют ряд отличительных особенностей от метасоматитов других месторождений Краснокаменской группы (Одиночное, Рудный Каскад). Среди скарновых пироксенов Маргоза преобладающим распространением пользуются маложелезистые разности; в связи с доломитовым характером восточной зоны карбонатной толщи на месторождении широко представлена магнезиальная гидросиликатная ассоциация: хондродит, флогопит, хлориты пеннин-клинохлорового ряда; встречаются герценитовые разности шпинели. На других месторождениях Краснокаменской группы при гидратации скарнов в большом количестве образуется роговая обманка, поднимающаяся по железистости и глиноземистости до гастингсита. Амфиболы месторождения Маргоз распространены незначительно и представлены группой тремолит-актинолита. При разложении скарнов возникают преимущественно карбонатсодержащие ассоциации: по пироксеновым скарнам образуется кварц-карбонат-тальковый агрегат, по пироксен-гранатовым и гранатовым карбонат-эпидот-хлоритовый, кварц-хлорит-карбонатный агрегаты. В заключительную гидротермальную стадию на месторождении необычно ярко проявлена гематитизация, захватывающая не только руды, но и интрузивные и карбонатные породы.

Руды Маргоза являются типично скарновыми. Основной рудный минерал — магнетит, присутствуют мушкетовит, гематит, пирит и в незначительном количестве пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит. По минеральному типу целесообразно выделить пироксен-магнетитовые, пиркосен-гранат-магнетитовые, карбонат-магнетитовые, серпентин-магнетитовые, гидротермально измененные тальк-хлорит-карбонат-магнетитовые апоскарновые руды.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Таблица 1

Основные парагенетические минеральные ассоциации метасоматитов месторождения Маргоз и примерная последовательность их образования



В составе нерудной части пироксен-магнетитовых руд преобладает пироксен — 20—60%, присутствуют кальцит — 1—5%, тальк, флогопит — 0—2%, гранат, доломит — 0—5%, сфен и апатит.

Пироксен по составу изменяется от диопсида ($Ng=1{,}700$, $Np=1{,}676$, $f=3$ мол.%) до диопсид-салита ($Ng=1{,}715$, $Np=1{,}685$, $f=27$ мол.%). В рудах отчетливо выделяется несколько генераций пироксена, отличающихся по зернистости, цвету, ассоциациям и оптическим свойствам.

Ранние пироксены образуют плотные мелкозернистые (0,02—0,2 мм) агрегаты зеленовато-белого цвета, на фоне которых иногда выделяются гнезда более крупных (до 0,5 см) таблитчатых кристаллов. В рудах пироксены первой генерации образуют совместно с магнетитом неправильно-полосчатые, брекчиевидные, реже пятнисто-вкрапленные текстуры. По данным оптических определений и химических анализов железистость ранних пироксенов не превышает 5—7 мол.%. Пироксены второй генерации внешне отличаются значительно более грубой зернистостью (от 0,5 до 5—7 см), темно-зеленым цветом кристаллов. Их железистость поднимается до 25—30 мол.%. По механизму образования среди позд-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Таблица 2

Химический состав основных силикатов из скарнов и руд месторождения Маргоз

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	51,65	51,69	38,57	37,52	37,10	43,93	42,08
TiO_2	—	0,03	0,26	0,23	0,21	0,24	0,12
Al_2O_3	1,20	1,51	19,85	16,32	12,97	1,48	2,19
Fe_2O_3	0,82	2,61	4,39	11,18	15,37	2,64	2,59
FeO	1,30	3,15	2,16	0,72	0,90	0,54	0,54
MnO	0,13	0,33	2,97	0,97	1,43	1,29	0,21
MgO	16,92	19,38	2,10	сл	0,75	37,20	38,53
CaO	26,17	18,50	28,35	32,25	30,40	—	—
Na_2O	0,28	0,28	0,17	0,61	0,90	сл	сл
K_2O	0,35	0,10				—	—
п.п.п.	0,75	2,50	0,74	0,42	0,68	12,34	13,55
H_2O	0,06	0,04				0,82	0,44
Σ	99,57	100,08	99,56	100,22	100,71	100,48	100,25

Примечание. 1 — диопсид из тонкозернистых пироксен-магнетитовых руд (скв. 36, гл. 29, 6); 2 — оталькованный и карбонатизированный поздний салит из жил с флогопитом, кальцитом, тальком и магнетитом (скв. 47, гл. 158, 9); 3 — крупнозернистый коричневый гранат в известняке (скв. 31, гл. 87,0); 4 — гранат из сливного гранатового скарна со слабой хлорит-актинолитовой минерализацией (скв. 62, гл. 39,3); 5 — гранат из гранат-пироксен-магнетитовой руды (скв. 35, гл. 44,0); 6 — серпентин I генерации из серпентин-магнетитовых руд (скв. 6. гл. 42—47); 7— серпентин II генерации из серпентин-магнетитовых руд (канава 23).

Анализы 1—5 выполнены в Томском университете, 8—9 из работы [1].

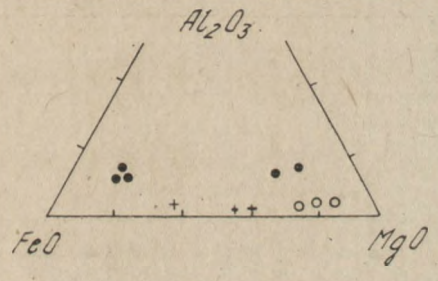


Рис. 2. Состав пироксенов из некоторых железорудных месторождений: . . . — фассаитовые разности пироксенов магнезиальных железорудных скарнов [4]; +++ — пироксены из известково-скарновых месторождений Краснокаменской группы; ○○○ — пироксены из месторождения Маргоз

них пироксенов выделяются салиты из пироксен-магнетитовых жил в краевых частях диоритов Канзыбинского интрузива и перекристаллизованные крупнозернистые салиты, отчетливо нарастающие на мелкозернистые агрегаты раннего пироксена. Перекристаллизованные салиты обрастают крупнозернистыми флогопитом, хлоритом, кальцитом, магнетитом. По оптическим свойствам и в частности по высокой дисперсии оптических осей пироксены Маргоза близки фассаитам [4]. Вместе с тем химический анализ пироксенов (табл. 2, рис. 2) показал невысокое содержание в них глинозема — лишь 0,7—1,2 вес.%

Магнетит в пироксен-магнетитовых рудах испытывал неоднократную перекристаллизацию. С ранним пироксеном связан мелкозернистый магнетит; поздние гидротермы вызывают его растворение, перекристаллизацию и частичное переотложение в виде каемок вокруг новообразованных крупнозернистых салитов. При интенсивной проработке возникают карбонат-тальк-пироксен-магнетитовые и кальцит-флогопит-пироксен-магнетитовые типы руд.

Среди гранатсодержащих руд в основном развит гранат-пироксен-магнетитовый тип, гранат-магнетитовые руды встречаются гораздо реже. В составе руд основную роль играют гранат (15—50%) и пироксен (5—45%), присутствуют кальцит (до 7%), хлориты, доломит, кварц, амфиболы, сульфиды. В гранатах месторождения Маргоз по данным рентгеноструктурного и химического анализов содержание андрадито-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

вой составляющей колеблется от 85 до 10% (см. табл. 2). Гроссуляровые гранаты (железистость до 20 мол.%) развиты преимущественно в виде редкой вкрапленности в известняках. Андрадитовые разности (железистость более 70 мол.%) образуются по прослоям алевролитов и туфогенных пород. В участках интенсивного скарнирования и оруденения развиты преимущественно апломы, причем гранаты из руд имеют относительно повышенную железистость. Повышение содержания андрадитовой молекулы происходит и в участках поздней перекристаллизации гранатов. По данным химического анализа 15 монофракций гранатов выявляется отрицательная связь содержания андрадитовой молекулы и окиси титана (рис. 3). В общем на месторождении прослеживается такая же зависимость и для оксида марганца. Но внутри отдельных групп (гранаты из скарнов и руд) между содержанием Fe_2O_3 и MnO возникает обратная зависимость: возрастание марганцовитости с ростом железистости. Подобное же явление, как показало сопоставление анализов, характерно для гранатов других железорудных месторождений [2, 3, 5, 6].

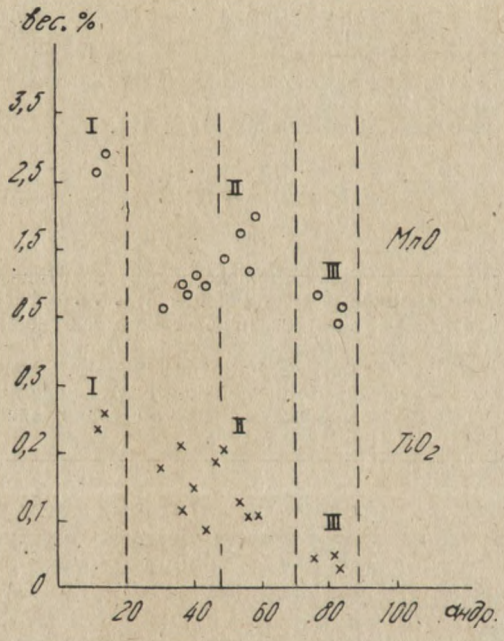


Рис. 3. Составы гранатов из скарнов и руд месторождения Маргоз: поле I — вкрапленники гранатов в известняках; поле II — гранаты из скарнов и руд: поле III из скарнированных алюмосиликатных пород. Пунктирная линия в поле II разделяет гранаты из скарнов (слева) и из собственно руд

Продукты гидротермального разложения пироксен-гранат-магнетитовых и гранат-магнетитовых руд в наиболее полном виде представлены на западном участке месторождения. На основе скарново-магнетитовых руд возникают карбонат-хлорит-кварц-магнетитовые руды. Карбонаты представлены кальцитом и доломитом, причем агрегаты доломита обычно имеют наложенный характер. Среди хлоритов по оптическим свойствам и пространственному положению выделяются ранние додоломитовые и поздние последоломитовые. Среди ранних хлоритов первыми выделяются зерна лейхтенбергита с серой и зеленовато-серой интерференционной окраской (Nm = 1,578—1,581, отрицательное удлинение). Они замещаются хлоритами с синей аномальной интерференционной окраской и с положительным удлинением (Nm = 1,575—1,578). Последним в этой группе образуется делессит (Nm = 1,607, положительное удлинение). Все разновидности хлорита нередко образуют единые зерна, сменяя друг друга от центра к периферии. Подобные взаимоотношения хлоритов хорошо прослеживаются и на других объектах (Шин-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

динское, Тейское месторождения). Поздние хлориты представлены прохлоритами с красновато-фиолетовыми интерференционными цветами (Nm = 1,624—1,628, удлинение положительное).

Карбонат-магнетитовые руды редко встречаются как четко пространственно обособленные тела. Обычно они составляют небольшую по мощности (первые метры) оторочку в висячем боку рудных тел силикатно-магнетитового состава. Карбонат-магнетитовые руды характеризуются друзовой, пятнистой, массивной текстурами и преимущественно крупно- и грубозернистой структурой. Кроме кальцита и магнетита они содержат хлорит, флогопит, незначительные количества пироксена и граната.

Серпентин-магнетитовый тип руд встречается блоками среди рудных тел восточного участка. Основным нерудным минералом является серпентин (60—80%), присутствуют карбонаты, хлорит, хондродит (Ng = 1,625, Np = 1,595), флогопит, апатит. Среди серпентинов месторождения выделяется несколько политипных разновидностей, которые впервые были изучены Р. А. Виноградовой [1]. Нами установлено, что преобладающие количественно ранние серпентины, как и на ряде других железорудных месторождениях центральной части Алтае-Саянской области (Тейское, Шиндинское), представлены лизардитом (рис. 4), который развивается преимущественно по хондродитовым агрегатам. Среди поздних разностей определяются клинохризотил-асбест и антигорит.

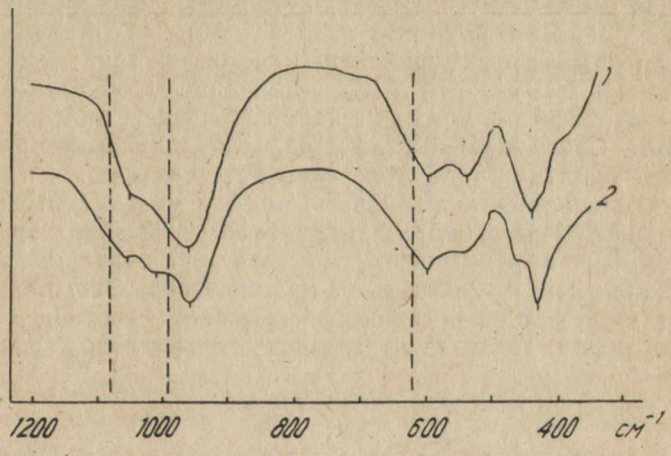


Рис. 4. Инфракрасные спектры серпентинов месторождения Маргоз: *1* — лизардит из основной массы серпентин-магнетитовых руд; *2* — хризотил из жил. Пунктирными линиями показаны положения максимумов пиков, свойственных спектрам антигорита

Для месторождения Маргоз при дополнительной разведке было выполнено более ста анализов групповых проб. Специальная документация всех разведочных скважин позволила сделать однородные выборки анализов руд в целом (без блоков вмещающих и интрузивных пород), руд отдельных минералогических типов, а также руд, характеризующих различные участки рудной зоны. В целом руды месторождения являются типично известково-скарновыми со средней величиной основности ($CaO+MgO/SiO_2+Al_2O_3$), равной 0,8, и средним отношением MgO/CaO около 0,25. Очевидно, что ведущую роль в их составе играют гранат, пироксен, карбонаты. Вместе с тем в целом для месторождения с ростом содержания железа в рудах в их безжелезистой части резко возрастает относительное количество магния (с примерно 5,0% MgO

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

в бедных рудах до более 15% в богатых рудах) и заметно уменьшается относительная роль кальция (более 30% CaO в безжелезистой части бедных руд и около 20% в безжелезистой части богатых руд). В рудах с содержанием железа валового около 60% отношение MgO/CaO в среднем превышает 1,0. Величина этого отношения в богатых рудах близка соответствующему отношению в маложелезистых пироксенах ряда диопсида-геденбергита или превышает эти значения, что указывает на существенно пироксеновый состав нерудной части богатых руд и, вероятно, преимущественное присутствие серпентина именно в богатых рудах. Эта особенность руд месторождения Маргоз подтверждается результатами прямой документации интервалов групповых проб. От бедных руд к богатым закономерно уменьшается количество гранатсодержащих руд от почти 100 до 20%.

Руды месторождения характеризуются повышенным содержанием марганца, составляющим в среднем 0,9% MnO при коэффициенте вариации 0,6. При этом содержание марганца возрастает в богатых рудах, достигая 5—6% в их безжелезистой части. Увеличение его в богатых рудах, резко выраженное на месторождении Маргоз, проявляется и на других скарновых железорудных месторождениях Восточного Саяна и связывается с вхождением Mn в собственно скарновые минералы.

Минералогический состав руд и их химические характеристики заметно меняются в различных участках рудной зоны, достаточно отчетливо выявляя минералогическую зональность месторождения. С северо-востока на юго-запад (от восточного участка к западному) пироксен-магнетитовые, пироксен-флогопит-магнетитовые и серпентин-магнетитовые руды сменяются преимущественно пироксен-гранат-магнетитовыми и гранат-магнетитовыми. Эта тенденция наиболее отчетливо выражена в изменении соотношения в рудах шлакообразующих окислов (рис. 5, *б*). На диаграмме $CaO—MgO—SiO_2+Al_2O_3$ поля составов руд при переходе от восточного участка к западному отчетливо смещаются к кальциевой вершине треугольника составов. При этом составы руд восточного участка по соотношению шлакообразующих окислов выходят за рамки пироксен-гранатового парагенезиса, существенно смещаясь в сторону магнезиально-скарновых минеральных парагенезисов. Основной причиной зональности месторождения является изменение состава вмещающих карбонатных пород. По данным химических анализов (рис. 5, *а*) эти

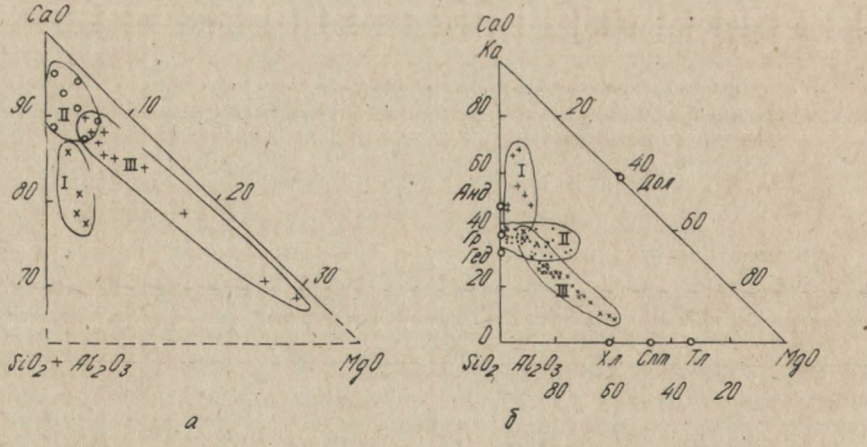


Рис. 5. Составы вмещающих карбонатных пород и руд месторождения Маргоз: *а* (поле I — нижний горизонт карбонатных пород; II — средний горизонт; III — верхний горизонт); *б* (поле I — руды западного фланга месторождения; II — руды центрального участка; III — руды восточного участка)

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

породы отчетливо разделились на три группы, отличающиеся содержанием доломитового компонента и глинистой составляющей. Руды восточного участка образовались за счет доломитов и доломитистых известняков нижнего горизонта. Руды центрального и западного участка образовались за счет известняков соответственно среднего и верхнего горизонтов рудовмещающей толщи, различающихся по общему содержанию и соотношению кальция, магния, алюминия и кремния. Структура зональности рудного поля Маргоз существенно усложнена сильными гидротермальными изменениями в рудах. В частности, руды западного участка, а также нижних горизонтов других участков местами испытали оталькование, карбонатизацию и хлоритизацию с увеличением степени окисленности рудного магнетитового железа до гематита.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградова Р. А. О серпентинах из скарнового месторождения Маргоз (Восточный Саян)//Новые данные о минералах СССР. 1973, вып. 22. С. 26—35.

2. Кашкай М. А. Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. М.: Недра, 1965. 888 с.

3. Мазуров М. П., Мазурова З. К. О гранатах Ирбинской группы железорудных месторождений (Восточный Саян)//Минералого-геохимические особенности скарновых месторождений. Новосибирск: Наука, 1977. С. 90—104.

4. Мазуров М. П. Генетические модели скарновых железорудных формаций. Новосибирск: Наука, 1985. 184 с.

5. Орлов В. П. Гранаты железорудных месторождений Кондомского района//Вопросы региональной геохимии, минералогии и петрографии Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 40—48.

6. Подлесский К. В. Скарны и околорудные метасоматиты железорудных месторождений Урала и Кавказа. М.: Наука, 1979. 203 с.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ДОЛЕРИТЫ ЗОН ДЕВОНСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОГО САЯНА

Ю. В. УТКИН, Т. Г. РОГОВА

При проведении геологических исследований в районе Волковского железорудного месторождения авторами были встречены ранее неизвестные здесь дайки и дайкообразные тела оливиновых долеритов. Схожие интрузивные породы описаны Г. В. Поляковым с соавторами на Анзасском и Хайлеольском месторождениях в составе габбро-альбититовых магматических комплексов [8—10]. В настоящей работе описано геологическое положение даек оливиновых долеритов района Волковского месторождения, дана их петрографическая и петрохимическая характеристика, проведено сравнение с дайками Анзасского и Хайлеольского месторождений.

Волковское железорудное месторождение расположено в юго-западной части Западного Саяна в верховьях р. Абакан. Этот регион в связи с удаленностью и трудодоступностью, а также значительной сложностью геологического строения изучен недостаточно полно. Геологические исследования, проведенные В. П. Нехорошевым [7], А. Б. Дергуновым [5] и П. С. Антоновым [2, 3], установили общие особенности геологического строения района, но оставили много спорных вопросов, касающихся стратиграфии, магматизма, тектоники.

Интрузивный магматизм Верхнеабаканского района, как и других железорудных районов Алтае-Саянской области, является сложным. Наибольшие площади заняты гранитоидными и близкими по составу интрузиями, и им, естественно, уделялось наибольшее внимание. В частности, с железоруденением района пространственно ассоциированы Кайлинский и Левобережный гранитоидные массивы.

Волковское рудное поле в отношении магматизма неоднородно. Его западный блок насыщен интрузивными породами и включает Левобережный массив. Собственно рудный восточный блок с поверхности амагматичен и лишь на глубине появляются небольшие интрузивные тела габброидного состава. Основу западного блока составляют разнозернистые биотитовые и биотит-кордиеритовые плагиогнейсы и гранитогнейсы. Отдельные участки блока схожи с зонами мигматизмации. Левобережный интрузивный массив имеет в плане форму, близкую к изометричной, с неровным и неконтрастным восточным контактом. Неконтрастность выражается в отсутствии достаточно резко очерченных границ гранитного тела или отдельных разобщенных выходов гранитов по отношению к гнейсам и гранитогнейсам. Сплошное поле гранитов как бы «постепенно» через разобщенные тела гранитов сменяется полем мигматитов и гнейсов.

Изучение Волковского рудного поля и прилегающего к нему с запада Левобережного интрузивного массива показало значительно бо́льшую сложность интрузивного магматизма железорудных площадей, нежели это можно предположить на основе отнесения Левоборежного массива к гранитной формации, которую выделяет для Верхнеабакан-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ского района П. С. Антонов [3]. В поле развития гранитоидов Левобережного массива нами установлены реликты и небольшие тела габброидов. Наличие габброидов в Волковском рудном поле было отмечено и Ш. Д. Курцерайте. Этот фактор, а также и то, что сам Левобережный массив не имеет необходимых признаков принадлежности к гранитной формации, позволяет предположительно отнести его к более древнему Большепорожскому комплексу или считать гетерогенным.

Для рудного поля свойственно наличие даек габбро-диабазов и диабазовых порфиритов. Эти дайки основного состава пользуются преимущественным распространением в пределах рудного поля и характеризуются проявлением в них интенсивных вторичных изменений: биотитизации, амфиболизации и эпидотизации.

По составу среди собственно интрузивных пород западного блока месторождений (Левобережный массив) выделяются роговообманковые габбро и габбро-диориты, порфировидные биотитовые граниты, мелкозернистые лейкократовые граниты, дайки аплитов и простых графических пегматитов. Кроме того, нами закартированы дайки и дайкообразные тела оливиновых долеритов, занимающие секущее положение по отношению к гранитоидам.

Оливиновые долериты встречены как среди метаморфических пород западного блока (на водоразделе между вершинами с абс. отметками 2128,7 и 2017,4 м), так и среди порфировидных биотитовых гранитов Левобережного интрузивного массива. Долериты слагают дайкообразные тела и дайки с видимой мощностью последних 25—30 м. Для отдельных неоткартированных тел долеритов предполагается мощность до 200—250 м. Дайки, встреченные среди порфировидных биотитовых гранитов, приурочены к ослабленным тектоническим зонам и залегают согласно с крупноплитчатой отдельностью гранитов. Простирание даек, близкое к меридиональному, углы падения контактов крутые, 65—70°. Долериты имеют в основном свежий макро- и микрооблик и этим заметно отличаются от других разновозрастных габброидных пород Волковского рудного поля. Это темно-серые, почти черные породы мелко-среднезернистой структуры, однородной и массивной текстуры. На выветрелой поверхности в них часто отчетливо заметна офитовая структура. Под микроскопом устанавливается отчетливо выраженная офитовая, пойкилоофитовая, реже габбро-офитовая структура. Последняя характерна для наиболее раскристаллизованных разностей пород из центральных частей интрузивных тел. Первичные минералы долеритов представлены плагиоклазом (30—50%), моноклинным пироксеном (20—40%), оливином (3—20%), ромбическим пироксеном (до 5%), биотитом (до 10%). Количественные соотношения минералов в долеритах не остаются строго постоянными, и даже в пределах одного интрузивного тела содержание оливина возрастает к центральной части. Постоянно присутствует титаномагнетит, в единичных зернах встречен апатит. В свежих разностях содержание вторичных минералов ничтожно мало и увеличивается вблизи контакта с вмещающими породами. По моноклинному пироксену развивается актинолит и уралитовая роговая обманка, ромбический пироксен замещается тальком, оливин замещается по трещинам боулингитом, тальком и тонкой пылевидной вкрапленностью магнетита. Плагиоклаз, как правило, остается свежим. Лишь в приконтактовых частях даек по нему развивается агрегат соссюрита.

Плагиоклаз образует таблитчатые зерна шириной до 2 мм и мелкие идиоморфные лейсты, пойкилитово включенные в более крупные зерна пироксена. Кроме того, в одной из даек в долеритах встречены единичные крупные (до 4×6 мм) таблички плагиоклаза. Характерной особенностью последних является наличие в них большого количества мелких включений пироксена и оливина. По-видимому, данный плагиоклаз является наиболее ранней высокотемпературной генерацией, кристаллизо-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

вавшейся в магматической камере. Это подтверждается и высокой основностью плагиоклаза, содержащего 97% анортита. Состав преобладающего в долеритах плагиоклаза меняется от лабрадора № 58—70 до битовнита № 70—81. Характерны полисинтетические двойники по альбитовому, карлсбадскому, реже альбит-карлсбадскому законам.

Пироксены образуют ксеноморфные, реже гипидиоморфные зерна размером 3—4 мм, форма которых обусловлена наличием в них многочисленных пойкилитовых включений лейст плагиоклаза и округлых зерен оливина. Наибольшим распространением пользуется моноклинный пироксен, представленный диопсидом с содержанием геденбергитовой молекулы 13—15% и характеризующийся следующими оптическими свойствами: Ng=1,703; Np=1,675; Ng—Np=0,028; +2V=56°; c:Ng==39—40°. Ромбический пироксен — гиперстен обладает слабым плеохроизмом и содержит 30—35% ферросилита (Np—1,694).

Оливин встречается в виде изометричных, округлых, реже слабоудлиненных зерен с максимальными размерами 1,0×3,5 мм. По оптическим свойствам (Ng=1,712, Nm=1,690) он соответствует хризолиту, содержащему около 20% фаялита. Для оливина характерно проявление спайности по (100) и реже по (010). Практически во всех зернах оливина отмечается наличие микроскопических включений в форме дендритов, закономерно ориентированных по плоскости спайности (100) (рис. 1). В сечениях по (100) дендриты обильно заполняют зерна оли-

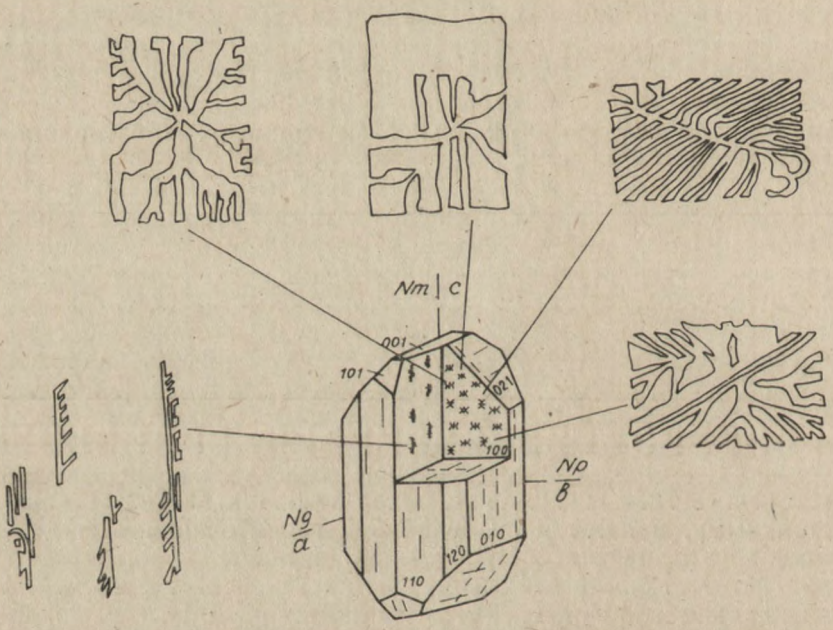


Рис. 1. Форма рудных дендритов и их ориентировка относительно плоскостей спайности в оливине долеритов

вина, придавая ему серый цвет. Размер дендритов от тысячных до сотых долей миллиметра, наиболее крупные — до 0,04 мм. Подобные микрообразования были описаны и определены как шпинелидовые в оливинах дунитов Кемпирсайского ультраосновного плутона (Южный Урал) [11] и как магнетитовые в оливинах ультраосновных пород Корякии (Камчатка) [1]. Причем, как в нашем случае, оба автора отмечали приуроченности микровключений в оливинах к плоскости (100). Т. А. Смирнова [11] объясняет образование микровключений шпинелида в оливине «перераспределением вещества в процессе распада первич-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
https://vital.lib.tsu.ru

ного твердого раствора оливина». Такая же точка зрения и на природу происхождения микровключений в оливинах из гипербазитов Корякии [1].

Биотит в долеритах встречается как в виде самостоятельных мелких листочков, так и в венцовых оторочках вокруг пироксенов. Подобные венцовые оторочки образует также и бурая роговая обманка.

Как отмечалось выше, оливиновые долериты характеризуются свежестью компонентов и вторичные изменения в них проявляются в основном в приконтактовых разностях. Изменение моноклинных пироксенов начинается с развития по краям зерен волокнистого арегата бледно-зеленого актинолита. Ближе к контакту актинолитизация проявляется сильнее, с образованием полных псевдоморфоз. Ромбические пироксены интенсивно замещаются агрегатом талька и мелкой рудной сыпи. Схожие вторичные изменения наблюдаются у оливина. Кроме того, в нем по трещинам развивается грязно-зеленый боулингит. Отдельные зерна оливина полностью покрываются тонким агрегатом магнетита. Ближе к контакту содержание оливина в долеритах значительно уменьшается. Плагиоклаз замещается соссюритом, а по краям в нем отмечаются процессы альбитизации. В приконтактовых разностях долеритов увеличивается содержание мелкочешуйчатого биотита, появляются единичные зерна кварца с разъеданием им плагиоклаза. Наблюдается разложение титаномагнетита на агрегат рутила, сфена и магнетита.

На контакте долеритов с порфировидными биотитовыми гранитами и гнейсами образуются гибридные породы. Для них характерно сохранение структурного рисунка долеритов. Фемические минералы представлены зеленой роговой обманкой, в меньшей мере пироксенами, биотитом. Основность плагиоклаза уменьшается до андезина № 40. Интерстиции между минералами заполнены кварцем. Облик и минеральный состав этих пород схож. Различия проявляются только в наличии в гибридных породах редких зерен микроклина с отчетливой микроклиновой решеткой, образовавшихся за счет гранитов. По-видимому, образование гибридных пород связано с процессами контаминации. Мощность выходов контаминированных долеритов 35—55 м.

При сравнении даек долеритов, распространенных в западном блоке месторождения, с дайками основного состава из собственно рудного поля в первую очередь следует отметить более свежий облик долеритов. Поскольку в дайках рудного поля сильно проявление процессов вторичного изменения, не было возможности провести сравнительный анализ главных породообразующих минералов. Тем не менее по составу элементов примесей в магнетитах габброиды Волковского месторождения хорошо разделяются на две группы (табл. 1). Магнетит из даек долеритов характеризуется низким содержанием титана, относительно повышенным средним содержанием хрома, присутствием кобальта (анализы 10, 11). В различных габброидах, встреченных в виде мелких тел по скважинам среди рудной зоны, для магнетита отмечается повышенное содержание титана, присутствие тысячных долей процента олова (анализы 1—4). Кроме того, в рудной зоне можно выделить переходные разности, магнетит которых имеет элементы-примеси, сходные с таковыми в магнетите долеритов (анализы 5—9). В этом случае, по-видимому, скважины пройдены через маломощные (до 1,0 м) дайки долеритов, претерпевших сильное гидротермальное изменение. Различие элементов-примесей в магнетитах можно в дальнейшем использовать как критерий отличия пострудных долеритов от дорудных габброидов.

Как это уже было отмечено, породы, сходные с оливиновыми долеритами Волковского месторождения, описаны в составе габбро-альбититовых комплексов Анзасского месторождения (Западный Саян) и Хайлеольского месторождения (Кузнецкий Алатау).

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Таблица 1

Содержание некоторых элементов-примесей в магнетитах из габброидов Волковского рудного поля по данным количественного спектрального анализа (точность анализа ±25%)

№ п/п	Элементы	Ti	Cr	V	Sn	Co	Ni
	Чувствительность	0,001	0,003	0,001	0,001	0,003	0,0003
1		1,0	0,017	0,059	0,003	—	0,039
2		1,0	0,016	0,040	0,003	—	0,071
3		1,0	0,017	0,043	0,003	—	0,0031
4		1,0	0,027	0,057	0,003	—	0,0052
5		0,127	0,050	0,035	—	0,004	0,012
6		0,049	0,026	0,032	—	0,005	0,012
7		0,092	0,051	0,026	—	0,004	0,011
8		0,370	0,054	0,050	—	0,003	0,013
9		0,094	0,032	0,030	—	0,006	0,015
10		0,067	0,076	0,028	—	0,004	0,0077
11		0,063	0,040	0,130	—	0,003	0,0099

Примечание. 1—9 — анализ магнетитов из габброидов рудной зоны; 10—11— анализ магнетитов из долеритов западного блока.

Следует отметить близость структурной позиции Волковского, Анзасского и Хайлеольского месторождений, выраженную в отчетливой связи их с линейными тектоническими зонами. Как и в нашем случае, подчеркивается очень свежий облик пострудных оливиновых мелкозернистых габбро (оливиновых долеритов) Тарташской интрузии и даек оливиновых диабазов (долеритов) Хайлеольского месторождения. О сходстве оливиновых долеритов Волковского месторождения с вышеназванными можно судить по общему структурному рисунку, близости петрографического состава и состава отдельных породообразующих

Таблица 2

Сравнительная характеристика пострудных габброидов районов железорудных месторождений Волковского, Анзасского и Хайлеольского

Характерные признаки	Месторождение		
	Волковское (Западный Саян)	Анзасское (Западный Саян)	Хайлеольское (Кузнецкий Алатау)
1	2	3	4
Порода	Оливиновые долериты	Оливиновые мелкозернистые габбро, оливиновые долериты	Оливиновые диабазы (долериты)
Форма и мощность интрузивных тел	Неоткартированные дайкообразные тела 200—250 м, дайки — 25—30 м	Небольшое дайкообразное тело	Дайки мощностью 10—15 м
Вмещающие породы, их возраст	Гнейсы верхнего кембрия — нижнего ордовика (горно-алтайская свита), порфировидные биотитовые граниты большепорожского комплекса	Нижнекембрийская вулканогенно-осадочная толща	Известняки, мраморы и кремнистые сланцы енисейской свиты
Связь с оруденением	Пострудные	Вероятно пострудные	Пострудные

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

1	2	3	4
Текстурно-структурные особенности	Среднезернистые однородные темно-серые, черные породы с пойкилоофитовой, офитовой, реже габброофитовой микроструктурой	Мелкозернистые, плотные, темно-серые, почти черные породы с отчетливо выраженной пойкилоофитовой микроструктурой	Хорошо раскристаллизованные темные, почти черные породы, иногда слабо порфировые со скорлуповатой отдельностью; микроструктура — офитовая, близкая к долеритовой
Минеральный состав	Плагиоклаз — 30—50%, моноклинный пироксен — 20—40%, оливин — 3—20% (иногда 30%), ромбический пироксен до 5%, биотит — до 10%, титаномагнетит	Плагиоклаз — 50—60%, моноклинный пироксен — 25—30%, оливин — 10—15% (иногда 15%), ромбический пироксен — 3—5% или отсутствует, бурая роговая обманка — 1,5—2%, магнетит, титаномагнетит — 1,5—2%	Плагиоклаз — 60—65%, авгит с небольшой примесью уралита—~25%, оливин—7—10% (иногда 28—30%), титаномагнетит — 3—8%
Оптические свойства и состав породообразующих минералов	Плагиоклаз — лабрадор № 58—70 до битовнита № 70—81; моноклинный пироксен — диопсид с содержанием геденбергитовой молекулы 13—15% ($Ng=1{,}703$, $Np=1{,}675$, $+2V=56°$, $c:Ng=39—40°$); ромбический пироксен — гиперстен с содержанием ферросилита 30—35% ($Ng=1{,}684$); оливин — хризолит с 20% Fa ($Ng=1{,}712$, $Nm=1{,}690$)	Плагиоклаз — лабрадор № 60—70 до битовнита № 70—85, $2V=78—85$; моноклинный пироксен — салит с содержанием геденбергитовой молекулы 20—25% ($Ng=1{,}712$, $Nm=1{,}692$, $+2V=58—60°$, $c:Ng=41—42°$); ромбический пироксен — бронзит с содержанием ферросилита 15—20% ($-2V=75°$, $Np=1{,}680$); оливин — хризолит с 20% Fa ($Ng=1{,}714$, $-2V=87—88°$)	Плагиоклаз — битовнит № 80—85 (в ядрах), лабрадор № 55 (по краям); моноклинный пироксен — титанистый пижонит-авгит ($Ng=1720\pm0{,}007$, $Np=1{,}694\pm0{,}002$, $2V=44—48°$, $c:Ng=42—44°$); иногда ферроавгит ($2V=50°$, $Np=1{,}720$, $Ng>1{,}734$); оливин — хризолит с 30% Fa ($-2V=80—83°$, $Ng=1{,}735\pm0{,}002$ $Np=1{,}697\pm0{,}003$)
Вторичные изменения	Контактовые изменения выражаются в актинолитизации и уралитизации моноклинного пироксена, по трещинкам в оливине развивается боулингит, тальк, тонкая сыпь магнетита. Ромбический пироксен замещается тальком и магнетитом. Плагиоклаз — соссюритизация+альтизация по краям зерен	Очень свежие и только изредка на отдельных участках в них обнаруживаются незначительные изменения, затрагивающие главным образом зерна оливина. Оливин замещается тонкозернистым агрегатом серпеитина, талька, тремолита и тонкой пылеватой вкрапленностью магнетита, иногда в трещинах иддингсит. Моноклинный пироксен замещается тонковолокнистым агрегатом бледно-зеленого актинолита. Плагиоклаз как правило, свежий	Очень свежий облик

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

минералов (табл. 2). Несколько большее проявление вторичных изменений в отдельных дайках долеритов Волковского месторождения по сравнению с долеритами Анзасского и Хайлеольского месторождений объясняется близостью Волковского разлома, с которым связана предположительная юрско-третично-четвертичная термальная деятельность. Последняя, похоже, характерна для долгоживущих разломов западной части Западного Саяна. Общие признаки характерны и для химизма сравниваемых долеритов. Это можно заключить из анализа их химических составов (табл. 3) и близости положения фигуративных точек на тройной ($FeO+Fe_2O_3$—MgO—Na_2O+K_2O) диаграмме, указывающей на железомагнезиальное направление дифференциации (рис. 2).

Таблица 3

Химический состав пострудных габброидов районов железорудных месторождений Волковского, Анзасского, Хайлеольского

Окислы	Содержание, вес. %						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	45,86	48,37	41,8	46,90	44,56	46,70	45,50
TiO_2	0,70	1,09	0,45	1,61	1,47	1,19	1,39
Al_2O_3	12,87	17,27	12,02	16,48	15,25	17,42	15,91
Fe_2O_3	3,05	3,56	4,19	3,12	1,91	3,91	4,86
FeO	6,17	5,71	7,73	8,33	11,76	7,53	7,40
MnO	0,22	0,23	0,23	0,20	0,24	0,13	0,17
MgO	16,67	9,64	18,6	7,73	10,91	7,97	8,7
CaO	9,98	10,03	7,71	10,74	10,09	10,20	12,83
Na_2O	1,33	2,00	0,89	2,69	2,34	2,46	2,07
K_2O	0,35	0,44	1,00	0,62	0,51	0,25	0,12
P_2O_5	0,12	0,15	0,12	0,26	0,29	0,139	0,063
п.п.п.	2,50	1,53	4,76	1,80	1,17	2,33	1,32
Сумма	99,56	100,02	99,50	100,48	100,50	100,23	100,44

Примечание. 1, 2 — оливиновый долерит района Волковского месторождения (анализы выполнены в центральной лаборатории ПГО «Запсибгеология»); 3 — оливиновое габбро, Анзасское месторождение; 4 — оливиновый диабаз, Хайлеольское месторождение; 5 — оливиновый долерит, там же; 6, 7 — оливиновый диабаз, район Халеольского месторождения.

Анализы 3—7 — по Г. В. Полякову.

Номера анализов в таблице соответствуют номерам фигуративных точек на рис. 2.

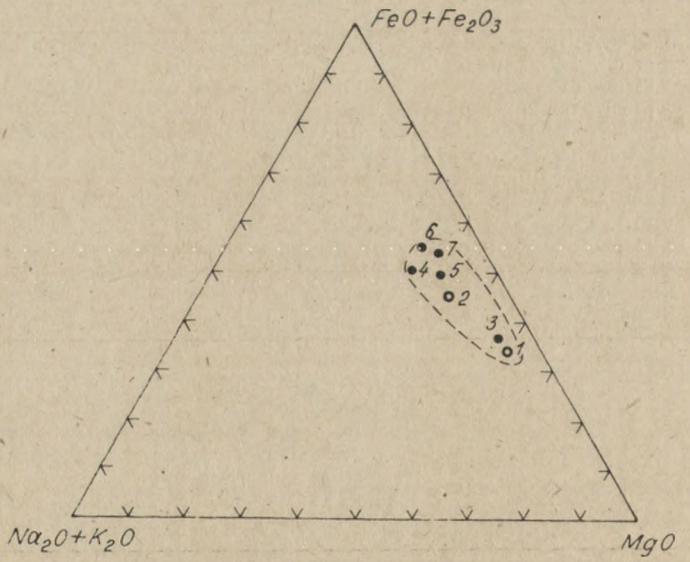


Рис. 2. Направление дифференциации в долеритах пострудных даек

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Долериты оказываются одним из элементов, подчеркивающих сходство интрузивного магматизма рудных полей Волковского, Анзасского и Хайлеольского железорудных месторождений. Во всех рудных полях им предшествует интрузия габбро, обнаруживающая близкую связь с железооруденением. Долериты, судя по всему, оказываются не только послерудными. В частности, в рудном поле Волковского месторождения они внедрялись позже послерудных приразломных процессов ярышкольской свиты верхнего силура [5]. Эти изменения, вероятно, связаны с девонской активизацией [4], т. е. возраст долеритов оказывается, по крайней мере, послеранежнедевонским. В какой-то мере подтверждением этого вывода могут быть данные, полученные при определении абсолютного возраста долеритов по пироксену с помощью метода сравнительной дисперсии двупреломления. Замеры были проведены для двух даек долеритов по девяти зернам. Используя диаграмму Е. А. Кузнецова [6], для обеих даек получили довольно близкие цифры абсолютного возраста — соответственно 354—382 и 354—378 млн. лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агафонов Л. В., Чепуров А. И., Лаврентьев Ю. Г., Покачалова О. С. Закономерно ориентированные включения в оливинах гипербазитов Корякии//Геол. и геофиз. 1974. № 6. С. 49—60.

2. Антонов П. С. Фации гранитов Западного Саяна//Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых: Тез. докл. Томск, 1983. С. 34—35.

3. Антонов П. С. Позднекаледонская гранитовая формация Западного Саяна: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 1983. 19 с.

4. Гуменюк В. А. Приразломные метасоматические процессы, связанные с девонской активизацией, и их металлогенические особенности//Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971. С. 78—80.

5. Дергунов А. Б. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна//Тр. ГИН АН СССР, 1967, вып. 172. 213 с.

6. Кузнецов Е. А. Метод сравнительной дисперсии двупреломления. М.: Недра, 1964. 179 с.

7. Нехорошев П. В. Геология Алтая. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 261 с.

8. Поляков Г. В., Сергеева Е. С., Телешев А. Е. Рудоносный габбро-альбититовый магматический комплекс района Анзасского месторождения//Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960. С. 295—318.

9. Поляков Г. В., Телешев А. Е., Чувакин В. С. Габбро-альбититовая интрузия юго-восточной части Кузнецкого Алатау//Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1964. С. 176.

10. Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железооруденение юга Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. 308 с.

11. Смирнова Т. А. Структуры распада твердого раствора в оливине ультраосновных пород//Зап. ВМО. Сер. 2. 1971. Ч. 100, вып. 2. С. 209—212.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОЛЕРИТОВ СИЛЛОВОГО КОМПЛЕКСА ШУНЕТ-МАТАРАКСКОГО РАЙОНА МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА

Л. В. ПЕШЕХОНОВ, Н. А. МАКАРЕНКО

На разных этапах изучения геологического строения Минусинского межгорного прогиба возникали серьезные разногласия о составе, возрасте и степени распространенности гипабиссальных пород среди нижнедевонских вулканогенных образований. Примером таких противоречий являются опубликованные материалы об условиях формирования долеритов, распространенных на площади горы Кузьме в Шунет-Матаракском районе, где расположен один из опорных разрезов нижнего девона Минусинского прогиба. Вначале одни исследователи выделяли здесь однородный лавовый покров оливин-авгитовых порфиритов [5, 7], другие — несколько потоков палеобазальтов, разделенных пластами песчаников и туфов [12]. Позднее стали выделять наряду с лавовыми образованиями субвулканические тела оливин-пироксеновых порфиритов [1]. Лишь в последние годы достаточно обоснованно доказано широкое распространение в районе среди вулканогенно-осадочного девонского комплекса силлов долеритов [3]. При этом некоторые исследователи разделяют высказанное еще в 30-е гг. предположение Я. С. Эдельштейна о принадлежности долеритовых тел горы Кузьме к позднепалеозойским трапповым образованиям [17], подчеркивая, что они трудно отличимы от посткаменноугольных базальтоидных пород Северо-Минусинской впадины [8].

При детальном картировании на площади горы Кузьме и прилегающих высот нами установлено распространение силлов долеритов на разных стратиграфических уровнях дотолтаковской части вулканогенно-осадочного разреза быскарской серии при максимальной концентрации их среди пород шунетской свиты (рис. 1). Долеритовые тела достаточно легко распознаются по свойственным им макротекстурным и структурным признакам на стадии полевых исследований (даже в случае расположения их среди лавовых базальтоидных пород). Поэтому они выделены нами из нижнедевонского вулканогенно-осадочного комплекса как самостоятельные гипабиссальные интрузии. Интрузивная природа долеритовых тел устанавливается по комплексу признаков активного воздействия магмы на залегающие выше осадочные породы. Это и наблюдающиеся местами инъекции расплава во вмещающие породы, и покрасснение осадочных пород, и наличие ксенолитов в кровле силлов, захваченных при движении расплава из вышележащей толщи. К таким же признакам относятся следы активного динамического воздействия расплава, внедрившегося под напором, на вмещающие толщи, что фиксируется в расщеплении слоев осадочных пород и их деформации над кровлей магматических тел [3]. Долеритовые силлы на закартированной площади характеризуются подковообразной формой, обращенной выпуклостью на север. При мощности до 10—15 м протяженность отдельных тел до 3000 м. Разделяющие силлы пачки терригенных пород шунетской свиты имеют мощность от 2—3 до 5—10 м.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

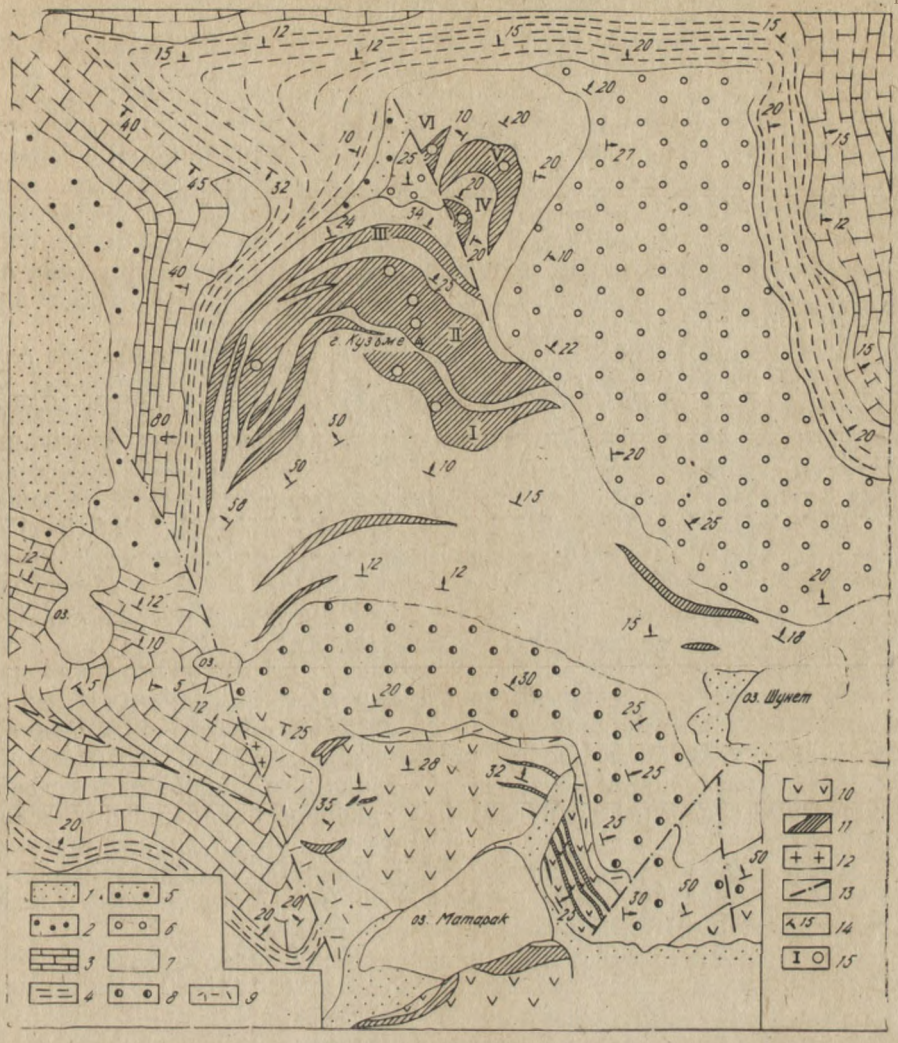


Рис. 1. Геологическая схема Шунет-Матаракского района Минусинского прогиба: *1* — четвертичные отложения озерных котловин; *2* — красноцветные терригенные отложения ойдановской свиты (верхний девон); *3* — карбонатные отложения бейской свиты (верхнеживетский подъярус); *4* — терригенные отложения сарагашской свиты (верхнеживетский подъярус); *5* — кварцитовидные песчаники галинской свиты, по Г. А. Иванкину (нижний? девон); *6—10* — вулканогенно-осадочные отложения быскарской серии: *6* — красноцветные терригенные отложения толтаковской свиты; *7* — терригенные отложения шунетской свиты; *8* — красноцветные грубообломочные породы матаракской свиты; *9* — альбитофиры и их туфы; *10* — базальтовые, андезитобазальтовые порфириты; *11* — силлы долеритов (ранний девон); *12* — гранитоиды Улень-Туимского комплекса (ранний палеозой); *13* — разрывные нарушения; *14* — элементы залегания слоистости; *15* — номера силлов долеритов и места отбора проб на химический анализ

По составу первичных минералов вкрапленников, независимо от их количественного соотношения и сохранности, выделяются оливин-авгит-плагиоклазовые (силлы I и II), оливин-плагиоклазовые (силлы IV и V) и оливиновые (силл VI) долериты (рис. 1). Это массивные темно-серые породы с микропорфировой структурой. В шлифах порфировая структура, обусловленная вкрапленниками и гломеропорфировыми скоплениями оливина, клинопироксена и плагиоклаза, более отчетливая.

Оливин — наиболее ранний из магматических минералов — сохраняется свежим в центре крупных силлов в виде бесцветных, слабо оп-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

лавленных вкрапленников с изометричными или слегка удлиненными ромбовидными очертаниями. Они составляют 5—10, реже 15—20% объема породы. Размеры вкрапленников оливина варьируют от 0,2 до 1,5 мм. По кристаллооптическим свойствам: (—)2V=78—88°, Ng—Np= =0,035—0,038, Ng=1,724—1,726 оливин относится к хризолиту (20—25% Fa). Измененные оливины нередко полностью замещены коричневато-оранжевым иддингситом, реже — зеленовато-бурым слабо анизотропным боулингитом с образованием по периферии вкрапленников и по трещинам скоплений тонкозернистого магнетита и продуктов его окисления. Несмотря на полное замещение, оливин достаточно правильно распознается по сохранившимся характерным ромбовидным формам кристаллов и ассоциации вторичных продуктов.

Вкрапленники клинопироксена всегда свежие бесцветные, со слабо заметным бледно-зеленым оттенком, но без признаков плеохроизма. Они составляют 3—5, редко — 10% объема породы. Обычно это короткопризматические кристаллы размером от 0,3 до 1,0 мм. В них встречаются мелкие включения оливина и плагиоклаза. Клинопироксен относится к субкальциевому авгиту с повышенным содержанием натрия, имеющему (по 12 замерам) (+)2V=54—56°, CNg=42—46°, Ng=1,712—1,716, Np=1,688—1,693. В долеритах из центральной части силла IV клинопироксен характеризуется розовато-сиреневой окраской, а также оптическими свойствами: (+)2V=46—48°, CNg=52—54°, Ng=1,720—1,725, позволяющими отнести его к титан-авгиту.

Вкрапленники плагиоклаза составляют 5—10% объема породы и отличаются призматическими (до 0,2—1,0 мм) или таблитчатыми (до 0,6—2,0 мм) формами кристаллов со следами слабого оплавления. В долеритах силлов IV и V содержание вкрапленников возрастает до 20—25%, характерными становятся триадные двойники и сложные комплексные сростки. Предполагаемой причиной появления таких двойников является большая скорость кристаллизации расплава при высокой температуре и низком давлении [4]. Плагиоклаз вкрапленников соответствует лабрадор-битовниту № 68—75 (по 15 определениям на федоровском столике).

Основная масса долеритов силлов I, II, VI характеризуется обилием удлиненных микрокристаллов плагиоклаза (до 0,1—0,2 мм по удлинению), взаимно параллельно ориентированных, вследствие чего создается трахитоидная текстура, позволившая многим исследователям подобные породы называть трахидолеритами [8, 12]. Долеритам силлов IV и V свойственна микродолеритовая структура, титан-авгитовым разностям долеритов — пойкилоофитовая. По углу симметричного угасания (14 замеров) состав плагиоклаза основной массы соответствует лабрадору № 50—60. В меланократовой части трахитоидной и микродолеритовой основной массы преобладает клинопироксен в виде бесцветных зерен размером от 0,01 до 0,04 мм.

Рудные минералы, представленные магнетитом, титаномагнетитом, в основной массе равномерно рассеяны в виде изометричных зерен размером от 0,01 до 0,1 мм. Иногда они обладают решетчатым строением, обусловленным включениями микрокристаллов плагиоклаза и клинопироксена.

От центра силлов к кровле постепенно возрастает миндалекаменность долеритов и изменяется их окраска. В кровле силла III и VI хорошо заметно, что долериты становятся обильно миндалекаменными. Размеры миндалин здесь достигают 10—15 мм, они заполнены кальцитом, иногда в смеси с хлоритом и гидроокислами железа. В кровле силлов IV и V миндалины и пустоты изобилуют пренитом, который интенсивно замещает здесь и плагиоклаз вкрапленников. Наличие миндалекаменных долеритов со свойственной им лиловато-бурой окраской воспринималось некоторыми исследователями как доказательство широкого рас-

Таблица 1

Химический состав долеритов силлового комплекса Шунет-Матаракского района

№ п/п	№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	п.п.п.	Σ	b	al′
1	12—75	48,90	1,52	16,50	4,21	5,66	0,24	5,30	7,04	5,46	1,91	0,73	2,76	100,23	22,36	1,09
2	12—А—75	50,52	1,56	17,23	7,74	0,72	0,16	4,84	5,38	5,66	2,28	0,95	4,69	101,73	19,20	1,30
3	16—75	49,51	1,51	18,53	9,06	1,26	0,14	5,54	6,02	4,40	2,38	0,83	2,24	101,42	20,70	1,16
4	19—75	47,48	1,69	16,33	2,60	7,47	0,20	7,40	7,46	4,58	1,36	0,73	2,63	99,93	26,24	0,93
5	104—75	47,43	1,69	15,60	2,84	7,54	0,18	7,40	8,02	4,62	1,27	0,65	2,73	99,97	27,46	0,88
6	501—75	48,34	1,53	16,63	2,03	7,69	0,22	7,70	8,45	4,12	1,09	0,57	1,67	100,04	26,49	0,96
7	504—75	47,21	1,47	15,96	4,01	6,67	0,21	8,10	8,50	3,92	1,00	0,56	2,42	100,03	30,15	0,85
8	4—78	48,31	1,78	17,39	7,96	2,29	0,28	5,90	5,80	4,00	2,50	0,90	2,72	99,83	21,80	1,07
9	5—78	48,77	1,47	17,29	6,22	3.28	0,23	6,15	6,45	3,92	2,20	0,80	2,85	99,63	22,10	1,10
10	5—1—78	48,38	1,73	17,71	7,59	2,60	0,36	5,76	6,19	3,92	2,20	0,95	2,52	99,91	21,80	1,11
11	8—78	48,74	1,70	17,55	6,52	3,14	0,44	5,60	6,47	5,10	1,33	0,83	3,16	100,58	21,90	1,15
12	14—78	47,34	1,69	15,81	3,28	7,36	0,17	7,24	6,43	4,90	1,13	0,62	3,12	99,09	26,10	0,88
13	14—1—78	47,23	2,04	16,09	5,82	5,25	0,10	6,77	6,54	4,90	1,13	0,83	2,90	99,60	25,60	0,90
14	16—78	47,93	1,63	17,23	8,36	2,69	0,30	5,66	7,05	4,40	1,88	0,88	2,79	100,80	23,40	1,03
15	19—78	48,30	1,58	17,88	8,50	2,24	0,40	5,78	6,55	3,92	2,48	0,90	2,44	100,97	22,60	1,08
16	21—78	49,65	1,41	16,42	8,14	2,60	0,18	4,06	8,94	4,50	1,88	0,83	2,06	100,67	23,00	1,11
17	23—78	49,46	1,44	17,55	7,90	2,78	0,20	5,44	7,39	4,80	1,88	0,88	2,16	101,88	22,40	1,14
18	24—78	49,55	1,17	17,23	8,96	1,17	0,10	4,80	6,88	4,50	1,88	0,83	3,33	100,27	21,00	1,17
19	11—И—79	50,48	1,51	18,20	8,61	1,80	0,14	3,81	5,50	4,10	2,10	0,88	2,99	100,12	17,40	1,28
20	14—И—79	49,43	1,94	18,20	8,29	1,98	0,18	4,72	7,40	4,20	2,10	1,05	1,90	101,39	21,00	1,21
	X	48,65	1,60	17,07	6,43	3,81	0,22	5,90	6,93	4,50	1,80	0,81	2,70	100,42	23,13	1,07
	S	0,94	0,19	0,85	2,38	2,40	0,09	1,21	1,00	0,52	0,50	0,13	0,64		3,03	0,13
	A	0,15	0,27	0.11	0,59	0,52	1,02	0,17	0,41	0,64	0,26	0,41	1,15		0,44	0,14
	d	1,09	0,43	1,24	1,31	1,40	0,16	1,08	0,87	0,59	1,49	0,01	2,30		0,33	1,33

Примечание. $0{,}725 \leqslant d_{05} \leqslant 0{,}88$; $0{,}69 \leqslant d_{01} \leqslant 0{,}90$. X — среднее арифметическое; S — среднее квадратическое отклонение; A — коэффициент асимметрии; d — коэффициент эксцесса; b — показатель меланократовости Д. С. Штейнберга; al′ — коэффициент глиноземистости [13]. Анализы выполнены в Центральной лаборатории ПО «Запсибгеология» по образцам из коллекции Л. В. Пешехонова: с 1 по 7 — в 1975 г., с 8 по 18 — в 1978, с 19 по 20 — в 1979 г. 1,16—18 — оливиновые долериты с сериально-порфировой структурой (силл VI); 2,19—20 — миндалекаменные долериты (силл VI); 3—7 — оливин-пироксен-плагиоклазовые долериты с трахитоидной структурой (3 — силл III, 4—6 — силл II, 7 — силл I); 8—11, 14—15 — оливин-плагиоклазовые долериты с долеритовой структурой (8—11 — силл V, 14—15 — силл VI); 12—13 — оливин-титан-авгитовые долериты с пойкилоофитовой структурой (силл IV).

Digital Library (repository) of Tomsk State University http://vital.lib.tsu.ru

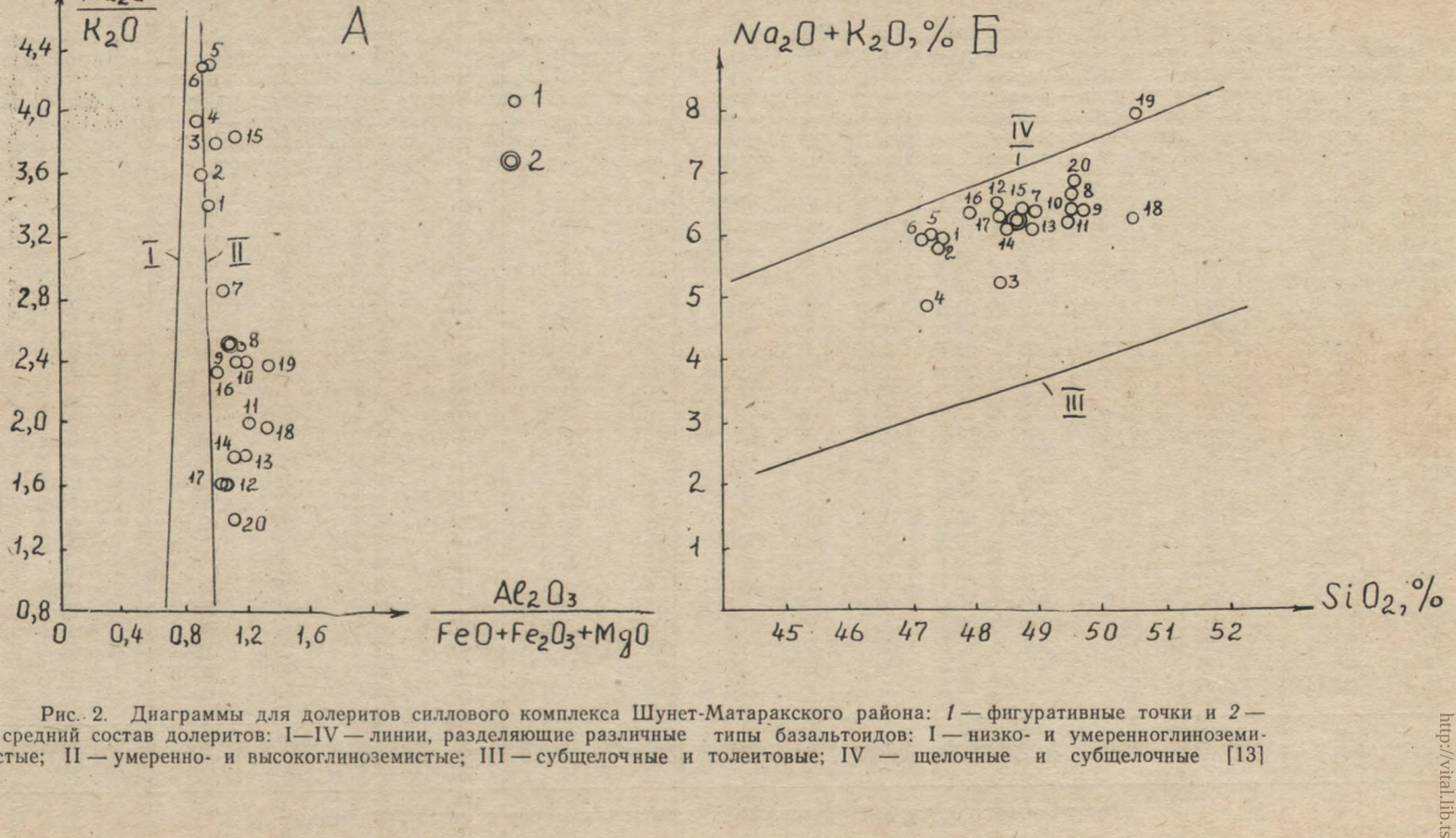


Рис. 2. Диаграммы для долеритов силлового комплекса Шунет-Матаракского района: *1* — фигуративные точки и *2* — средний состав долеритов: I—IV — линии, разделяющие различные типы базальтоидов: I — низко- и умеренноглиноземистые; II — умеренно- и высокоглиноземистые; III — субщелочные и толеитовые; IV — щелочные и субщелочные [13]

Digital Library (repository) of Tomsk State University http://vital.lib.tsu.ru

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

пространения среди осадочных пород шунетской свиты потоков или покровов базальтовых лав [1, 5—7,12].

Петрохимические особенности долеритов силлового комплекса Шунет-Матаракского района описываются на основании 20 новых химических анализов с некоторыми числовыми характеристиками пересчета (табл. 1). Для уточнения классификационной принадлежности долеритов используются принципы разграничения пород с помощью определенных диаграмм (рис. 2). Для оценки петрохимического состава долеритов используются петрохимические классы, разработанные применительно к вулканическим ассоциациям [2, 13, 15].

По показателю меланократовости «b» составы анализируемых пород варьируют в широких пределах. Оливин-пироксен-плагиоклазовые долериты соответствуют мезократовым ($25<b<30$), реже — меланократовым, а оливин-плагиоклазовые и оливиновые долериты — лейкократовым базальтоидам. Миндалекаменные долериты, как правило, обогащенные плагиоклазом, характеризуются повышенной лейкократовостью ($15<b<20$). 99%-ный доверительный интервал среднего значения $b=23{,}13\pm1{,}73$ и укладывается в пределы лейкократовых пород ($20<b<25$).

Значения коэффициента глиноземистости «al′», хорошо коррелирующегося с относительным количеством цветных и лейкократовых минералов, позволяют оливин-пироксен-плагиоклазовые долериты отнести к умеренно глиноземистым ($al'=0{,}75—1{,}00$), а все остальные разности долеритов — к высокоглиноземистым ($al'>1{,}0$). 99%-ный доверительный интервал среднего значения al′ $1{,}07\pm0{,}07$ и соответствует высокоглиноземистым составам [13].

Для оливин-пироксен-плагиоклазовых долеритов характерна повышенная магнезиальность ($MgO>7\%$ при содержании SiO_2 47—50%), остальные долериты низкомагнезиальные, причем в миндалекаменных разностях содержание MgO понижается до 4%. Преобладают (56—94%, или 15 из 20 анализов) высокотитанистые долериты ($TiO_2>1{,}5\%$). Наибольшая частота встречаемости такой петрохимической особенности устанавливается среди оливин-пироксен-плагиоклазовых долеритов и долеритов с титан-авгитом. Эти долериты постоянно недонасыщены кремнеземом ($Q<-15$), остальные их разности недонасыщены слегка ($-6>Q>-15$).

Долериты с хорошо сохранившимся оливином и рудными минералами характеризуются значительным преобладанием FeO над Fe_2O_3. Значительная часть долеритов (45—85%, или 13 из 20 анализов) с железо-магниевым уклоном ($2f^1\geqslant m^1\geqslant f^1$), остальные магниево-железистого уклона ($2m^1\geqslant f^1\geqslant m^1$).

Долериты характеризуются постоянным преобладанием натрия над калием. По соотношению щелочей они принадлежат калиево-натриевой серии $\left(\frac{Na_2O}{K_2O}<4\right)$ и являются субщелочными породами. Принадлежность долеритов к высокоглиноземным породам подтверждается относительно компактным расположением фигуративных точек анализов в соответствующих полях диаграмм *А* и *Б* (см. рис. 2). Следует подчеркнуть, что долериты даже с самым высоким содержанием щелочей не содержат фельдшпатоидов. Количественные подсчеты породообразующих минералов позволяют объяснить повышенную щелочность долеритов их лейкократовостью, обусловленной значительным содержанием плагиоклазовой составляющей. Только плагиоклаз основной массы, имеющий состав лабрадора № 50—60, в котором Na_2O до 5,89%, и составляющий 70—80% объема породы, может обеспечить наблюдающиеся содержания натрия в долеритах.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Таблица 2

Средние составы субщелочных оливиновых лейкобазальтов (лейкодолеритов) различных районов

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	48,65	48,49	47,51	47,35	48,32	49,83	48,45	48,23	50,43
TiO_2	1,60	1,54	1,61	1,39	1,71	1,24	1,67	1,64	1,72
Al_2O_3	17,07	17,71	16,07	18,04	16,98	17,58	17,27	17,25	17,99
Fe_2O_3	6,43	9,22	2,95	6,43	5,14	5,90	4,12	4,98	5,90
FeO	3,81	1,56	7,35	5,47	—	—	6,10	5,29	5,09
MnO	0,22	0,24	0,20	—	0,18	0,15	0,23	0,20	—
MgO	5,90	5,01	7,57	5,47	6,33	5,33	3,89	4,21	4,68
CaO	6,93	7,26	7,79	10,57	8,11	9,25	6,66	7,06	7,43
Na_2O	4,50	4,21	4,43	3,59	3,94	3,76	4,38	4,26	4,24
K_2O	1,80	2,02	1,17	1,34	0,86	1,82	2,45	2,23	1,85
P_2O_5	0,81	0,82	0,63	0,49	0,38	0,14	0,37	0,45	0,56
п.п.п.	2,70	2,98	2,51	—	—	—	3,72	3,56	—
Число проб	20	5	5	72	91	9	37	94	41

Примечание. Средний состав: 1 — долеритов, 2 — базальтовых порфиритов, 3 — оливин-пироксен-плагиоклазовых долеритов Шунет-Матаракского района; 4 — нижнедевонские базальтоиды западной части Северо-Минусинской впадины [2]; 5 — базальтоиды березовской свиты Магнитогорского синклинория [13]; 6 — верхнеплиоценовые и антропогеновые базальтоиды Лорийского плато Армении [13]; 7 — субвулканические и 8 — лавовые базальтоиды нижнего девона восточного обрамления Северо-Минусинской впадины [6]; 9 — нижнедевонские базальтоиды восточного обрамления Северо-Минусинской впадины [2].

При сравнении устанавливается, что долериты по петрохимическим особенностям подобны базальтовым порфиритам быскарской серии как Шунет-Матаракского, так и других районов Минусинского прогиба (табл. 2). Сходство вещественного состава, пространственная сопряженность и близкий возраст указывают на образование долеритов силлового комплекса и базальтовых лав быскарской серии в одних геотектонических условиях и из одной исходной магмы, которая, вероятно, эквивалентна по составу оливин-пироксен-плагиоклазовым долеритам, занимающим около 60% объема силлового комплекса. Это предположение согласуется с ранее высказанным мнением о возможном оливин-базальтовом составе первичной магмы [9, 12, 14].

Геотектонические условия раннедевонского магматизма Минусинского прогиба понимаются неоднозначно. На раннем этапе изучения геологии этого района И. В. Лучицкий выделил девонскую субщелочную базальтовую формацию платформенного типа [11]. И в последние годы некоторые исследователи сопоставляют, но уже с позиций глобальной тектоники, вулканиты минусинского типа с мощным платобазальтовым панцирем, образовавшимся в результате инициального мантийного магматизма на стадии океанизации земной коры в зоне герцинского Транс-евразийского вулканического пояса [8]. Однако быстрое изменение состава вулканогенных пород по латерали и в разрезе, нахождение их в совместном парагенезисе с красноцветными молассами стали рассматриваться позднее И. В. Лучицким [12], а вслед за ним и другими исследователями [9, 10, 14] как серьезные критерии отличия вулканогенно-красноцветной формации минусинского типа от платформенных вулканогенных формаций. Преобладающим стало представление об образовании данной формации в межгорном прогибе в период структурного развития, отвечающего орогенному этапу. Причем иногда подчеркивается, что это вулканизм орогенной области типа внеплатформенного материкового плато [2], или вулканизм дейтероорогенного этапа зон активизации [16]. При сравнении с выделяемыми в соответствии с действующей классификацией типами пород основного состава устанавливается, что описываемые долериты по вещественному составу наиболее

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

близки субщелочным оливиновым лейкобазальтам и лейкодолеритам, формирующимся на завершающих (позднеорогенных) этапах магматизма геосинклинальных зон [13]. Воздерживаясь от более детального рассмотрения существующих точек зрения, отметим, что неоднозначное понимание геотектонических условий раннедевонского магматизма минусинского типа объясняется еще недостаточной его изученностью. Сформировавшаяся в Минусинском прогибе, редко встречающаяся в земной коре девонская «существенно базальтоидная ассоциация с субмеланопикритоидной и щелочно-салической группами пород» [2] сочетает в себе, по нашему мнению, черты магматизма как межгорных прогибов, так и платформенных областей. Завершение раннедевонского магматизма Минусинского прогиба образованием долеритов силлового комплекса может рассматриваться как проявление первых черт, свойственных трапповому магматизму.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ананьев А. Р., Парначев В. П., Макаренко Н. А. Некоторые вопросы геологического строения и возраста девонских вулканогенных образований района озер Матарак и Шунет (Северо-Минусинская впадина)//Проблемы комплексных геолого-географических исследований девонских прогибов Алтая. Новокузнецк. 1972. С. 3—14.

2. Белоусов А. Ф., Кривенко А. П., Полякова З. Г. Вулканические формации. Новосибирск: Наука, 1982. 281 с.

3. Волков В. В., Борукаев Ч. Б., Берзин Н. А. и др. Академическая практика по «Структурной геологии и геологическому картированию». Новосибирск: Изд-во Новосиб. ун-та, 1981. 80 с.

4. Волынец О. Н., Колосков А. В. Минералогические критерии фаций глубинности магматических образований//Взаимосвязь разноглубинного магматизма. М.: Наука, 1982. С. 5—43.

5. Вылцан И. А. Некоторые данные по геологическому строению района озер Иткуль — Шира Северо-Минусинской котловины//Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1962. С. 134—140.

6. Душин В. Н. Базальты девонской вулканической серии Северо-Минусинской впадины//Геология и геофизика. 1978. № 1. С. 131—135.

7. Иванкин Г. А. К стратиграфии девона западной окраины Минусинской котловины//Пятая науч. конф. Том. ун-та. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1960. С. 85—91.

8. Ковалев В. П. Герцинский магматизм Предсаянья. Новосибирск: Наука, 1980. 442 с.

9. Краснов В. И., Ратанов Л. С. Новые данные о строении вулканогенной серии в Минусинском прогибе//Вопросы геологии Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1971. С. 53—54.

10. Леонов Ю. Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Недра, 1976. 215 с.

11. Лучицкий И. В. О девонской вулканогенно-красноцветной формации Минусинского прогиба//Докл. АН СССР, 1957. Т. 116, № 2. С. 287—289.

12. Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 275 с.

13. Магматические горные породы: Классификация, номенклатура, петрография. М.: Наука, 1983. Т. I. 365 с.

14. Моссаковский А. А. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии (Главные формационные комплексы и тектонические закономерности размещения)//Геотектоника. № 1. 1972. С. 6—28.

15. Трегер В. Е. Оптическое определение породообразующих минералов. М.: Недра, 1980. 208 с.

16. Туркин И. С. Вулканогенные и рудные формации Алтае-Саянской складчатой области и их петро-и геохимическая эволюция во времени//Миграция химических элементов в процессах петро-и рудогенеза. Новосибирск: Наука, 1985. С. 112—121.

17. Эдельштейн Я. С. Краткий пояснительный текст к листу II—22 (Лист оз. Шира) геологической карты Хакасии (б. Минусинского края).— Л.; М.: ОНТИ, НКТП СССР, 1936. 24 с.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ТЕКСТУРНЫЕ И СТРУКТУРНЫЕ ЧЕРТЫ РУД ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТОЙ ФОРМАЦИИ ХРЕБТА ДЖЕТЫМ-ТОО

В. Н. СЕРГЕЕВ, К. С. САГЫНДЫКОВ

Текстурные и структурные особенности малоизученных руд железисто-кремнистой формации хребта Джетым-Тоо, сформировавшихся в условиях регионального метаморфизма фации зеленых сланцев и локального приразломного метаморфизма, интересны в решении общих принципиальных вопросов происхождения и генезиса ритмично-полосчатых докембрийских железистых кварцитов вообще. При широком освещении в литературе текстур и структур железисто-кремнистых руд в большинстве случаев — это макроописания без детальных онтогенических исследований, и в подавляющем большинстве они относятся к значительно метаморфизованным рудам. Работы с описаниями тех или иных деталей строения сложных и трудных для исследования объектов немногочислены: [1, 3, 5—11, 13—15 и др.]. Это особенно верно по отношению к таким проблемам, как эволюция ритмично-полосчатых текстур, строение и история формирования магнетита и гематита, текстурно-структурные изменения в течение длительной жизни докембрийских месторождений и т. д.

Срединный Тянь-Шань, в пределах которого находится хребет Джетым-Тоо, в верхнем рифее — венде напоминал рифтогенную структуру [12], а с севера и юга находились докембрийские срединные массивы: Иссык-Кульский и Таримский (рис. 1, *А*). Джетымский железорудный бассейн формировался в динамичной и узкой зоне между этими жесткими массивами. На границе Иссык-Кульского массива и Срединного Тянь-Шаня в рифее — нижнем палеозое возникли каледониды Северного Тянь-Шаня, а позже в нижнем — среднем палеозое герцинские складчатые структуры формировались на границе Срединного Тянь-Шаня и Таримского массива. Каледонская и герцинская геосинклинали Северного и Южного Тянь-Шаня отличались базит-гипербазитовым магматизмом в начале цикла и кислым в конце. Гипербазитовые тела трассируются вдоль глубинных разломов: Терско-Каратауского и Чаткало-Нарынского. Неоднократные тектонические процессы повлияли на постседиментационное преобразование пород и руд Срединного Тянь-Шаня. Каледонские интрузии здесь практически отсутствуют, зато широко развиты герцинские гранитоиды и сопряженные с ними метаморфические комплексы — продукты зонального метаморфизма, вплоть до амфиболитовой фации (рис. 1, *Б*). Несмотря на каледонский и герцинский периоды активизации Срединного Тянь-Шаня и связанные с ними региональные преобразования пород и руд верхнего рифея — венда, их корреляция осуществляется однозначно (рис. 1, *В*). В блоках с разрезом мурсашского типа развиты простые брахиформные структуры, алевролиты и аргиллиты слабо рассланцованы. Эти же породы в большенарынском типе разреза обычно превращаются в филлиты. Аксуйско-уметский тип фиксирует еще больший метаморфизм и тектоническую расчлененность Срединного Тянь-Шаня.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

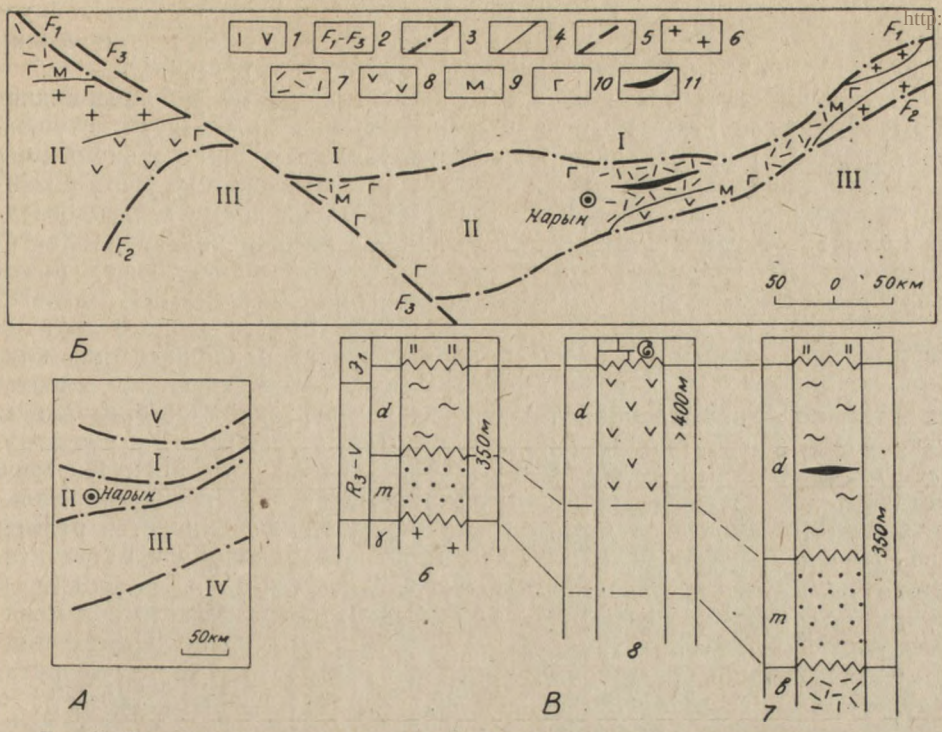


Рис. 1. Геолого-тектоническая позиция формации железистокремнистых руд хребта Джетым-Тоо: *А* — тектонические структуры (I — каледониды Северного Тянь-Шаня; II — протерозойско-каледонско-герцинские структуры Срединного Тянь-Шаня; III — герциниды Южного Тянь-Шаня; IV — Таримский массив; V — Иссык-Кульский массив); *Б* — *1* — тектонические структуры (см. рис. 1, *А*); *2* — разломы: Терскей-Каратауский (F_1—F_1), Чаткало-Нарынский (F_2—F_2), Таласо-Ферганский (F_3—F_3); *3* — глубинные разломы; *4* — прочие разломы; *5* — сдвиги; *6*—*8* — типы разрезов верхнего докембрия (мурсашский *6*, большенарынский *7*, аксуйско-уметский *8*); *9* — герцинские зонально метаморфизованные комплексы; *10* — герцинские гранитоиды; *11* — Джетымский железорудный бассейн; *В* — схема сопоставления разрезов верхнего докембрия (мурсашского *6*, аксуйско-уметского *8* и большенарынского *7*); γ — докембрийские гранитоиды с абсолютным возрастом мусковитов из пегматитов, прорывающих их,— (829±20)—(853±25) млн. лет; b — доверхнерефейская свита Большого Нарына (липариты и их туфы) мощностью более 2000 м; m — мурсашская серия (аркозовые и полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, смешанные терригенные породы, пиритоносные углеродистые алевроаргиллиты, карбонатные породы, базальты, андезиты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, дациты, липариты, их туфы, железные руды) мощностью от 150 до 1000 м; d — джетымская серия (смешанные терригенные породы, полимиктовые и аргозовые конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, углеродистые алевроаргиллиты, карбонатные породы, базальты, андезиты, их туфы, железные руды) мощностью от 200 до 2500 м; $\in_1$ — нижний кембрий; углеродисто-кремнистые *6*, *7* и карбонатные *8* разрезы толщ с фауной нижнего кембрия

Тела железных руд являются закономерными членами в составе мурсашской и джетымской геологических серий и протягиваются узкой полосой в центральной части Срединного Тянь-Шаня. Руды испытали метаморфизм низкой ступени, а одновозрастные породы соседних тектонических блоков подверглись лишь катагенезу. В блоках с мурсашским типом разреза седиментогенез, вулканизм и железооруденение редуцированы, а общая мощность пород сокращена в десять раз по сравнению с блоками, которые имеют большенарынский тип разреза (см. рис. 1, *Б*, *В*). Выделяются существенно магнетитовые, гематитовые и смешанные магнетит-гематитовые, магнетит-гематит-силикатные, магнетит-гематит-карбонатные руды. Афациальность руд обусловлена смешанным (микститовым) характером рудовмещающих отложений джетымской и мурсашской серий. Изменчивость по латерали седиментаци-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

онных, вулканогенных и метаморфических пород вызвана сложной историей конседиментационных структур и интенсивностью тектонических процессов, а не продолжительностью геологического времени.

В рудах Джетым-Тоо развиты ритмично-полосчатые, линзовидно-полосчатые, плойчатые, полосчато-пятнистые текстуры. Низкая ступень метаморфизма руд позволяет реконструировать строение первичных седиментационных структур и текстур, которые исчезают по мере развития интенсивности метаморфизма и формирования новых морфологических элементов. Среди структур пребладают микролепидогранобластовые с участием кварца, хлорита, мусковита и гранобластовые, почти монокварцевые. В рудных полосках обильны идиобласты {111} магнетита и их сростки. Широкое развитие получают пластические и хрупкие деформации нескольких генераций: сланцеватость, различные типы кливажа, плойчатость, будинаж, разлинзование, способствующие течению вещества под направленной тектонической нагрузкой. Обычны следы растворений и регенерации у индивидов кварца и магнетита, что отражает пульсационный характер флюидной деятельности [13]. По мере роста интенсивности тектонических, метасоматических и гидротермально-трещинных процессов метаморфизации пород увеличивается размер зерен минералов, особенно наиболее мобильных — кварца и магнетита. Своеобразный механизм тектоно-флюидного воздействия приводит к перестройке первичных ритмично-слоистых и других текстур с изменением состава, свойств, структуры. Развивается процесс дифференциации вещества с появлением мономинеральных полосок кварца, хлорита, карбонатов, магнетита. Небольшое количество магнетита (до 5%) в полоске относит ее к нерудным, а содержание магнетита от 10 до 50% и более с подчиненным количеством нерудных минералов — к рудным. Нередко сохраняются реликты криптокристаллических агрегатов в виде линз, пятен, полосок первого и второго порядков, что указывает на начальные стадии дифференциации вещества пород. Определенное место в решении проблемы эволюции пород и формировании магнетитовых руд при метаморфизме занимают «узелковые», «линзовидно-глазковые» образования в филлитах, метапесчаниках, метаконглобрекчиях и их комбинациях, обладающих ритмично-полосчатыми, линзовидно-сланце-

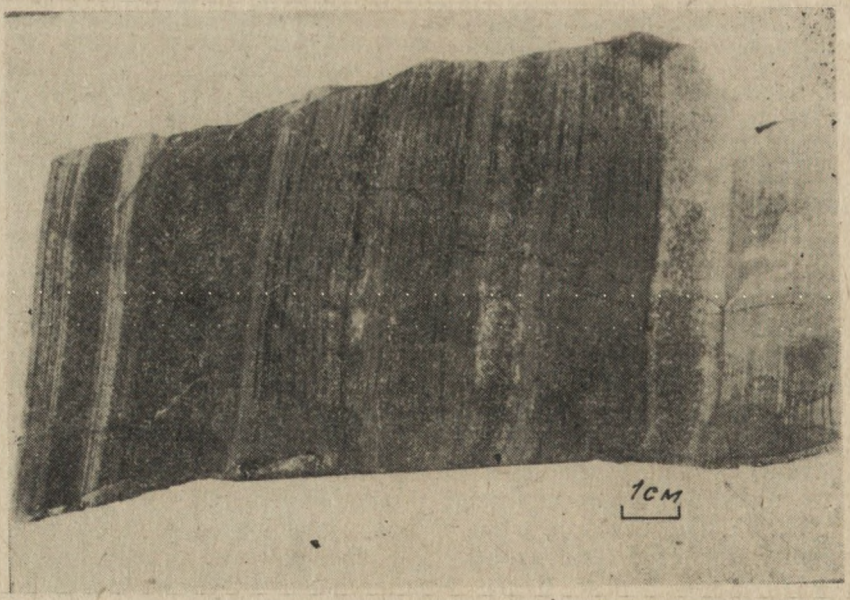


Рис. 2. Ритмично-полосчатая текстура почти не метаморфизованных глинистых сланцев и песчаников

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ватыми, пятнистыми текстурными узорами. Одни и те же морфогенетические элементы текстур и структур руд, как и их генезис, трактуются в литературе по-разному, иногда эти суждения полярно противоположны. Онтогенический подход к изучению агрегатов и индивидов [2, 4] внесет ясность в решение ряда вопросов на основе фактического материала.

Четкий узор ритмично-слоистых текстур обычен для окаменевших толщ глинисто-песчанистых пород в блоках, не претерпевших метаморфизации (рис. 2). На стадии катагенеза сохраняются все черты осадочной породы с закономерным строением ритмов, с постепенным уменьшением размеров частиц в слойках и четкими границами между ними. Каждый ритм сложен слойками первого и второго порядков, которые окрашены от светло-палевых у песчанистых до светло-бурых у пелито-алевролитовых разностей. Ритмично-слоистые породы служили основой для формирования ритмично-полосчатых текстур железисто-кремнистых магнетитовых руд. В других случаях распространены породы микститового характера (рис. 3), где глинисто-песчанистые и конглобрекчивые слойки и линзочки перемежаются в сложном узоре с преобладанием мотивов полосчатых, линзовидно-полосчатых и пятнистых текстур.

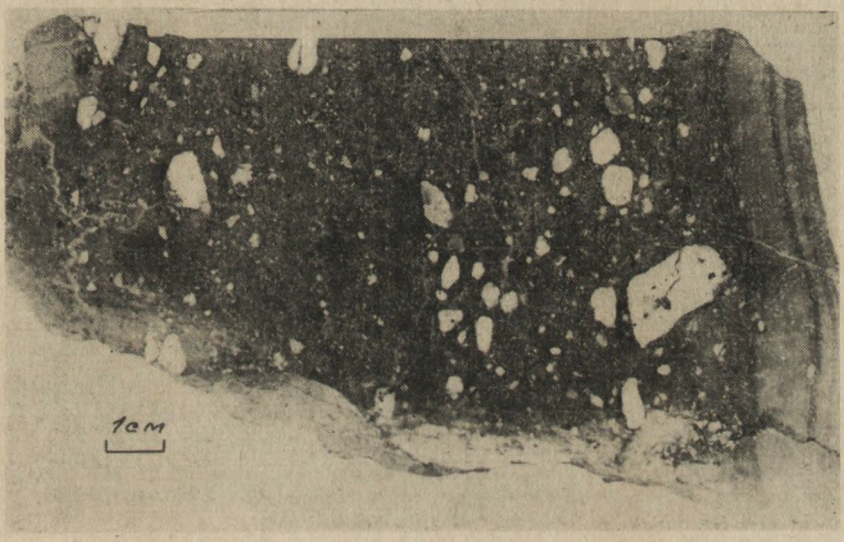


Рис. 3. Ритмично-полосчатая текстура перемежающихся слоев филлита, метапесчаника и метаконглобрекчии

Линзовидно-полосчатый текстурный узор обусловлен чередованием метапелитовых, метапесчанистых и метаконглобрекчиевых полосок и линзочек с неровными профилями межслоевых границ (рис. 4). Развитие трещинок прослойного и секущего кливажа, профилей коррозии, пятен и полосок из переотложенных и реликтовых зерен кварца, хлорита и магнетита говорит о деформационно-коррозионном характере извилистых межполосковых границ. Реликты элементов внутрислоевой плойчатости, катаклаза и деформаций указывают на значительную перестройку породы. В межслоевых границах с извилистыми профилями в одних случаях видят следы коррозии [3], эпигенетичной по отношению к осадконакоплению и диагенезу толщ. Другие авторы зубчатые профили слойков-полосок связывают с подводно-оползневыми явлениями, «взмучиванием» вещества и т. п. [1, 6, 14]. Не отвергая возможность сингенетической природы подобных межслоевых границ, можно утверждать, что существуют внешние идентичные эпигенетические границы, связанные с метаморфизмом пород. Элементы динамометаморфизма

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Рис. 4. Линзовидно-слоистая текстура с чередованием алевритовых и песчанистых полосок. Межслоевые границы имеют сложную морфологию

преобладают в узорах сланцеватой, линзовидно-плойчатой текстур метаконглобрекчий и метапесчаников (рис. 5). Ориентированные по направлению полосчатости и течению «линзочки-глазки» состоят из порфиробластов или порфирокластов, окруженных каемками обтекания из агрегатов кварца, хлорита, мусковита микролепидогранобластовой структуры.

Рис. 5. Линзовидно-плойчатая текстура метапесчаников и метаконглобрекчий, подвергшихся динамотермальному метаморфизму. Линзочки-глазки из обломков пород и минералов «обтекаются» микролепидогранобластовыми агрегатами хлорита, кварца, мусковита

Текстуры магнетитовых руд сохраняют первичные узоры, но процессы метасоматоза, трещинно-гидротермального минералообразования, переотложения вещества и его дифференциации, постоянных тектонических нагрузок преобразуют их с появлением новых морфогенетических элементов (рис. 6, *а-е*). В ритмично-полосчатой магнетит-кварц-хлоритовой руде при развитии кристалликов {111} магнетита сохраняются элементы бывшей ритмично-слоистой текстуры пелито-алевритово-песчанистой породы (рис. 6, *а*). Тонкополосчатый узор состоит из матовых *1*, и блестящих *2* более плотных полосок. Межслоевые границы начинают размываться — теряют четкость, наблюдаемую в почти неметаморфизованных породах (см. рис. 2). Профили межполосковых границ, то прямые *3* и волнистые *4*, то зубчатые, неровные *5* и прерывистые *6*, при развитии будинажа отдельных полосок являются наиболее пористыми и деформи-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

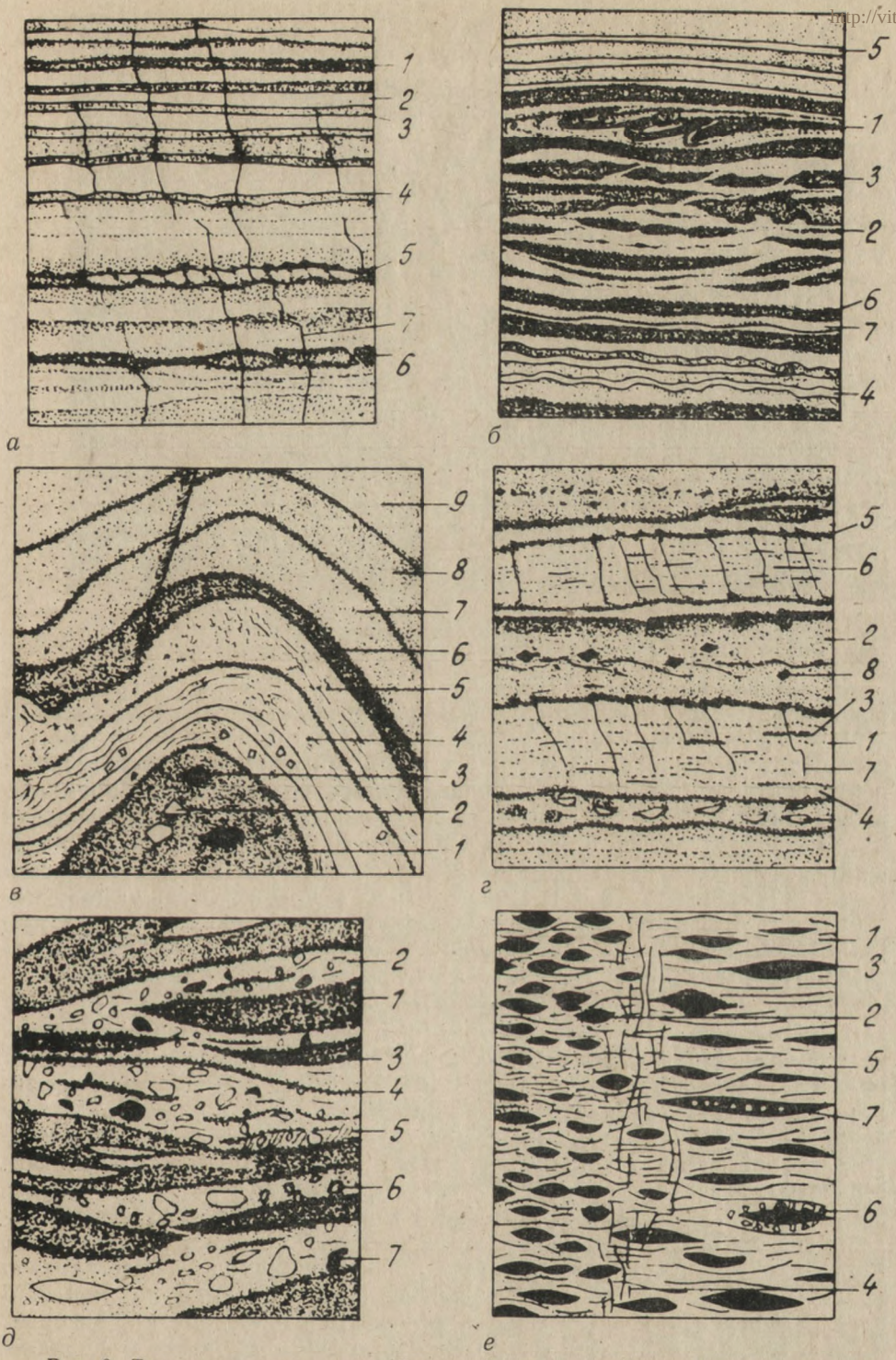


Рис. 6. Текстурные мотивы руд Джетым-Тоо: *а* — ритмично-полосчатая текстура. Ув. 10; *б* — ритмично-полосчатая текстура с элементами плойчатости, будинажа и разлинзования. Ув. 10; *в* — плойчатые текстуры нескольких порядков при селективном проявлении тектонических нагрузок. 0,5 нат. вел.; *г* — ритмично-полосчатая текстура с проявлением высокой степени дифференциации на рудные и нерудные полоски. Ув. 3; *д* — линзовидно-полосчатая текстура с перемежающимися полосками и линзочками филлита, метапесчаников и метаконглобрекчий. Ув. 8; *е* — линзовидно-глазковая, сланцеватая, плойчатая текстура. Ув. 4.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

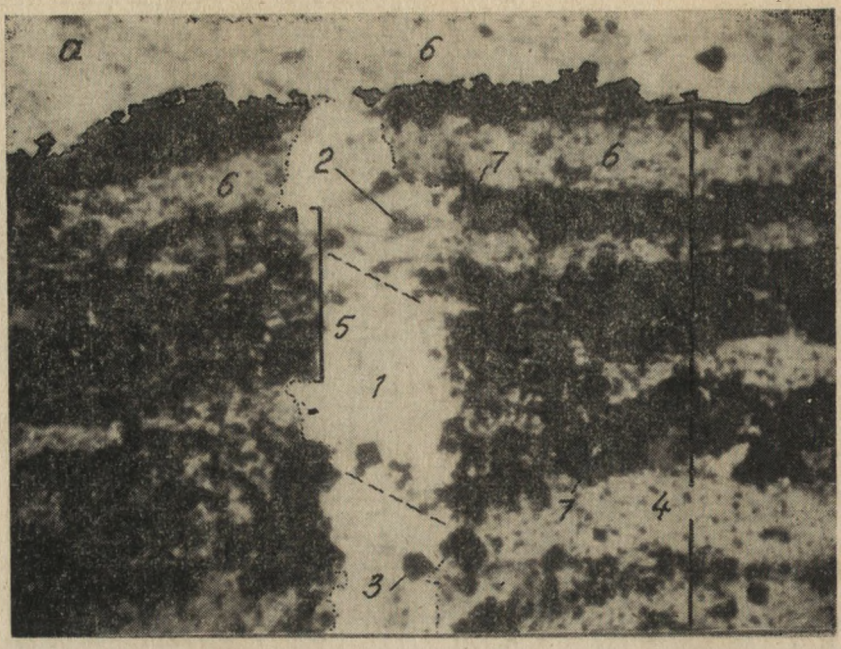
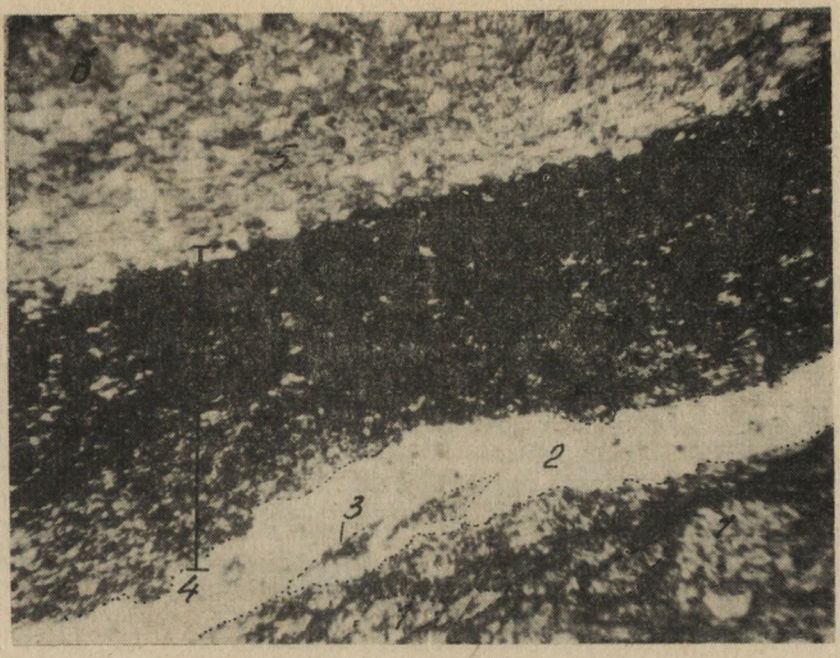


Рис. 7. Строение полосок в рудах параллельно-полосчатой и плойча-
250; *б* — гетерогенность состава и строения полосок первого порядка.

рованными участками. По поздним поперечным секущим трещинкам *7* происходят микросмещения. Подобные трещины, секущие рудные полоски, которые заключены между кварцевыми полосками грано-бластовой структуры (рис. 7, *а*), выполнены стебельчатым, более крупным, чем в основной массе, кварцем *1* и ориентированными поперек полости листочками хлорита *2*. Магнетит *3* и хлорит образуют цепочки по трещинкам кливажа, а в кварцевой жилке трассируют направления смещения полосок первого *4* и второго *5* порядка. Микролепидогранобластовая структура малорудных полосок *6* второго порядка сменяется узорами рудных полосок *7*, где появляются не только отдельные идиобласты магнетита, но и их агрегации из тесно сросшихся индивидов.

Сложный текстурный узор с элементами плойчатости *1*, разлинзования *2*, будинажа *3*, указывающих на пластическое течение вещества под стрессовой нагрузкой, сменяется участками с волнистыми *4* и строго параллельными *5* полосками (рис. 6, *б*). На более пластичных и деформированных участках повышается пористость *6* и полированные поверхности выглядят матовыми, а полоски и участки с развитием новообразований магнетита, гранобластовых и лепидогранобластовых тонкозернистых агрегатов кварца, хлорита, магнетита оказываются более плотными и блестящими *7*. Матовость характерна и для отдельных сохранившихся пятен, линзочек, полосок тонкозернистого протоматериала. Результаты многоэтапного процесса, дифференциации вещества под воздействием тектоно-флюидных факторов наблюдаются на рис. 7, *б* в виде чередования гетерогенных полосок первого порядка, которые, в свою очередь, сложены гетерогенными полосками второго порядка. Разлинзованные полоски *1* с тонкими струйками магнетита по границам блоков, сложенных криптокристаллическим материалом с пятнами агрегатов гранобластового кварца,— обычное образование для руд. Далее следует почти мономинеральная полоска *2* гранобластовой структуры из кварца, в которой видны линзовидные отторженцы *3*, отдельные кристаллики магнетита и чешуйки хлорита. Верхняя и нижняя поверхности

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru



той текстур: *а* — полоски разного порядка и элементы их строения. Ув. Ув. 160

полоски *2* неровные, т. е. четких границ раздела не существует, они размыты в процессе последнего акта флюидной деятельности. Магнетит-хлорит-кварцевая полоска *4* имеет порфиробластовую (магнетит) и микролепидогранобластовую структуру, а ее верхняя граница с полоской *5* неровная — взаимопроникающая. Количество магнетита возрастает от подошвы на границе с полоской *2* к кровле на контакте с полоской *5*, в состав которой входят крупные листочки порфиробластов мусковита, ориентированные, как и идиобласты магнетита, вдоль полосок по трещинкам продольного кливажа. Матрица этого слоя имеет микролепидогранобластовую структуру из кварца, хлорита, мусковита и отдельные участки криптокристаллического вещества протопороды. Своеобразна линзовидно-полосчатая текстура второго порядка (рис. 8), характерная для некоторых полосок первого порядка в параллельно-полосчатых текстурах. Разлинзованная полоска заключена между кварцевыми полосками гранобластовой структуры, где почти нет признаков послойного течения и хрупких деформаций, в то время как рудно-кварц-хлоритовая полоска представляет собой картину энергичного преобразования. Линзочки *1* из кварц-карбонатного материала переходят в полоски *2* нередко с элементами будинажа, а микролинзочки *3* хлорит-магнетитового состава составляют основную ткань матрицы. Линзы *1* отороченны цепочками *4* и струйками плотно сросшихся кристалликов {111} магнетита и хлорита, которые развиты на внешних границах *5* разлинзованной полоски. Отдельные кристаллики и сегрегации магнетита *6* проникают в соседние полоски кварца *7*. Иногда видно, что это отторженцы в виде линзочек и бесформенных участков *8*. На границах скольжения и отрыва между полосками различного состава и физических свойств формируются новообразованные линзочки и полоски из магнетита и хлорита. В линзочках *1* кристаллики магнетита более крупные, чем в основной массе, и приурочены к границам с матрицей или трещинкам поперечного *9*, послойного *10* кливажа. Менее пластичная разлинзованная полоска пересекается трещинкой разрыва, в которой формируется лестничная жилка стебельчатого кварца *11*. Ступеньки в жилке фикси-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

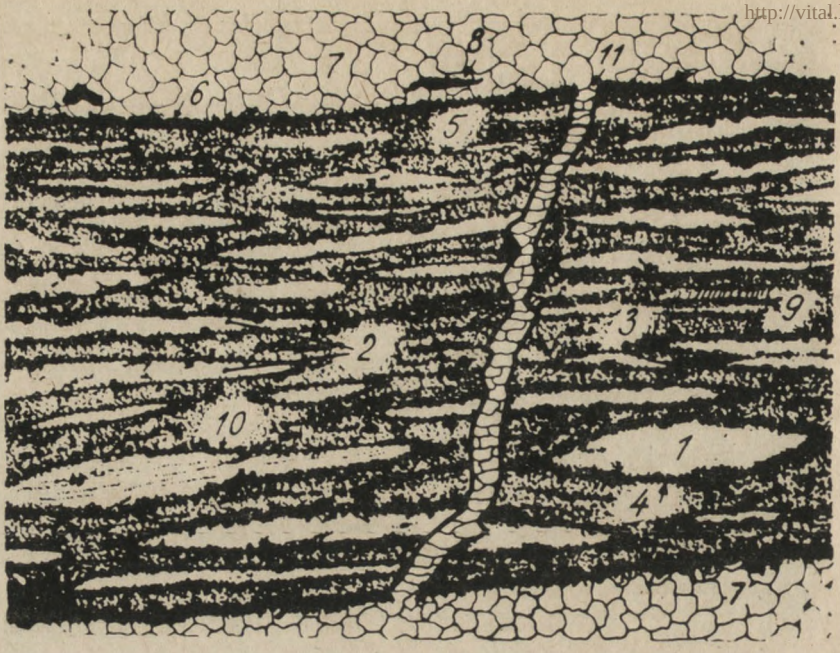


Рис. 8. Линзовидно-полосчатая текстура второго порядка в рудной полоске. Ув. 450

руют постразрывные смещения при селективном, разноскоростном течении вещества разных полосок и линзочек второго порядка.

Плойчатая текстура нескольких порядков указывает на способность селективного воздействия стрессовой тектонической нагрузки на слои-полоски с различными механическими свойствами (рис. 6, *в*). Серия полосок микроскладки начинается с ядра *1* из тонкозернистого кварца гранобластовой структуры с отдельными идиобластами магнетита *2* антискелетных форм и ромбическими срезами зональных метакристалликов доломита *3*. Следующая полоска *4* сложена из нескольких полосок второго и третьего порядка с разнообразными узорами — волнистыми, линзовидными и системами трещинок кливажа течения. Идиобласты магнетита образуют вытянутые сегрегации и густую вкрапленность. Здесь же появляются чешуйки гематита и отдельные зерна пирита. Полоска *5* состоит из серии плойчатых полосок второго и третьего порядка. Магнетит, гематит, пирит составляют более 30% объема полоски и приурочены к трещинкам продольного и секущего кливажа. Пористая, с множеством трещинок кливажа полоска *6* обогащена гематитом с незначительной вкрапленностью идиобластов магнетита. Далее идет серия безрудных полосок *7—9* первого порядка, почти лишенных рудных минералов.

Параллельно-полосчатые текстуры (рис. 6, *г*), контрастные по составу и строению рудных *1* и нерудных *2* полосок, являются признаками глубокой дифференциации вещества и интенсивности тектоно-флюидных процессов с формированием специфических структурных особенностей. В рудных полосках первого порядка видны следы тонкой полосчатости высоких порядков *3*, зафиксированной распределением магнетита, хлорита и кварца вдоль бывшей слоистости и трещинок кливажа. Магнетит составляет 40—70% вещества полоски, а на границах с нерудными полосками плотность агрегатов магнетита возрастает и образуются наружные полоски второго порядка *4*, где содержание магнетита доходит до 70—80%. Они граничат с центральной частью полоски по неров-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ным волнистым профилям *5* с множеством мельчайших пор, каверн и коротких трещинок послойного кливажа. Четкие межполосковые границы имеют зубчатый, волнисто-зубчатый и реже прямолинейный характер. Течение вещества по согласному *6* и смещения по секущему кливажу участвуют в формировании границ между рудными и нерудными полосками. Отдельные рудные и нерудные полоски оказываются разлинзованными. В нерудных слойках преобладает гранобластовая структура агрегата из изометричных зерен кварца с отдельными зональными кристалликами магнетита антискелетного облика [13] и листочками хлорита. Магнетит в нерудных полосках, в отличие от такового в рудных *1*, более свежий, без следов коррозии, замещений и окисления. Тут же наблюдаются цепочки и отдельные вкрапления идиобластов доломита *8*. На рис. 9,*а* показаны ромбовидные сечения зональных метакристаллов доломита *1* среди гранобластового агрегата кварца *3* с захваченными в процессе роста кристалликами магнетита *2* с сохранением их ориентированного расположения вдоль полосок по согласному кливажу. Доломитизация относится к процессам метасоматоза с селективным растворением и переотложением кварца при полной инертности растворов к идиобластам магнетита. В рудных полосках кроме магнетита иногда получает развитие гематит *1*, который приурочен к трещинкам согласного и секущего кливажа (рис. 9, *б*). Магнетит *2* в полосках с поздним

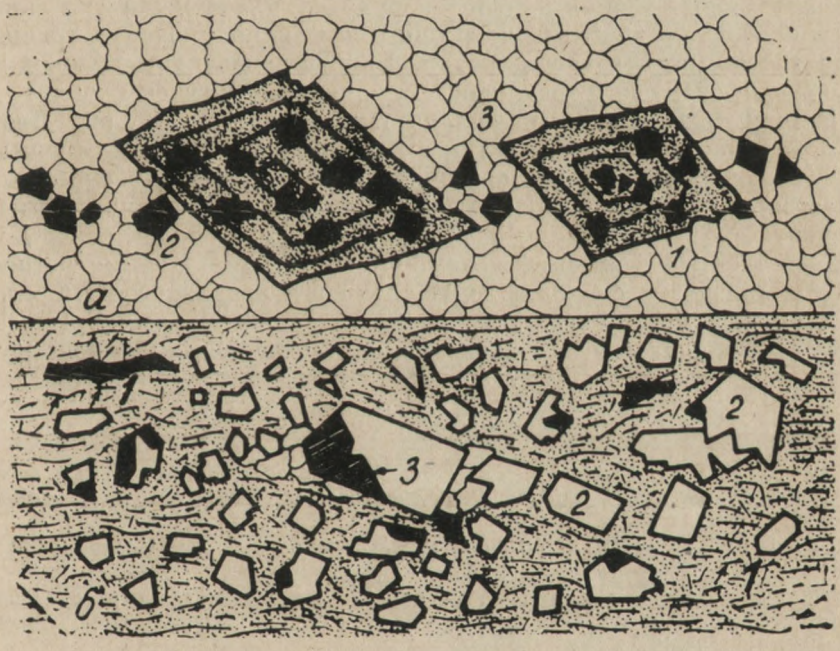


Рис. 9. Фрагменты строения полосок в руде ритмично-полосчатой текстуры: *а* — зональные метакристаллы доломита в гранобластовом агрегате кварца. Ув. 360; *б* — тонкочешуйчатый гематит в рудной полоске с идиобластами магнетита. Ув. 400

гематитом нередко подвергается окислению и замещению с периферии *3* агрегатами тонкозернистого гематита, реже развиваются решетки мартитовых структур из пластинок гематита по (111) кристаллов магнетита. Полные псевдоморфозы гематита по магнетиту — мартиты — редки, несколько чаще встречается мушкетовит, что говорит о неоднократных колебаниях окислительно-восстановительной обстановки в зоне рудообразования.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Обычны полосчато-линзовидные, пятнистые текстуры, где перемежаются то микро-, то макрополоски и линзочки филлита *1*, метапесчаника *2*, метаконглобрекчий (рис. 6, *д*) с обломками от сотых долей миллиметра до нескольких сантиметров. Границы *3* между гранулометрически и структурно различными участками могут быть резкими или размытыми, а часто это тектонические контакты. Порода несет множество трещинок согласного *4* и поперечного *5* кливажа, к которым приурочены идиобласты магнетита. В микрогранолепидобластной матрице содержится основная масса кристалликов магнетита и чешуек гематита, другая часть рудных минералов располагается по границам песчинок *6* и реже замещаются сами обломки *7*.

Сланцеватый, линзовидно-плойчатый текстурный узор руд обусловлен развитием под ориентированным давлением и флюидным воздействием в филлитовой матрице *1* с микролепидогранобластовой и свиливатой структурами своеобразных «линзочек-глазков» из гломеробластовых и реже кластогенных образований кварца, магнетита, мусковита, плагиоклаза (рис. 6, *е*). В левой части аншлифа линзочки имеют округлую, чечевицеобразную *2*, а в правой — вытянутую *3* до полосчатой форму. Раздел участков с линзами разной формы проходит по зоне трещинок *4*, перпендикулярных узорам течения. Кристаллики магнетита в матрице распределены неравномерно, образуя цепочки зерен и неправильной формы скопления по трещинкам согласного кливажа *5* или плотные венчики и сплошные каемки *6* вокруг нерудных линзочек. Внутри линзочек магнетит *7* более крупный, чем в матрице, и приурочен к трещинкам продольного и поперечного кливажа. Вокруг линзовидных блоков много пор, каверн, скоплений трещинок обтекания и зернышек хлорита.

Историко-эволюционный анализ текстур и структур руд Джетым-Тоо показывает широкое участие дискретных процессов метасоматоза, пластической и хрупкой деформации, гидротермально-трещинного кристаллогенеза в тектоно-флюидальном цикле формирования магнетита. Седементогенез с развитием осадочно-эффузивных толщ, основы железисто-кремнистых формаций докембрия, сменяется этапами регионального метаморфизма фации зеленых сланцев и локального приразломного метаморфизма в межгеоблоковых тектонических зонах. Сказанное предполагает длительную и сложную, видимо, полигенную природу руд.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гершойг Ю. Г. Признаки и особенности слоистости железистых роговиков и джеспилитов Кривого Рога//Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, 1969. С. 207—215.

2. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогения минералов. Индивиды. М.: Наука, 1975. 339 с.

3. Егоров А. С. Проявление докембрийских дислокаций и метаморфизма в железорудной формации КМА//Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, 1969. С. 179—193.

4. Жабин А. Г. Онтогения минералов. Агрегаты. М.: Наука, 1979. 275 с.

5. Илларионов А. А. Природа кварца, магнетита и гематита железистых кварцитов Курской магнитной аномалии (КМА)//Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, 1969. С. 216—227.

6. Калугин А. С. Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железистых руд Алтая. Л.: Недра, 1970. 176 с.

7. Калугин И. А. Метаморфизм вулканогенно-осадочных железистых руд. Новосибирск: Наука, 1985. 148 с.

8. Михайлов Д. А. Метасоматическое происхождение железистых кварцитов докембрия. Л.: Наука, 1983. 166 с.

9. Панков Ю. Д. Формации метасоматических железистых кварцитов. М.: Наука, 1984. 201 с.

10. Пирогов Б. И. Особенности морфологии и магнетита железистых кварцитов//Минерал. сб. Львов, 1981. № 35, вып. 2. С. 17—21.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

11. Пирогов Б. И. Морфология и онтогения магнетита и гематита железистых кварцитов//Минерал. журн. Киев, 1983. Т. 5, № 4. С. 46—54.

12. Сагындыков К. С., Судоргин А. А. Джетымский железорудный бассейн Тянь-Шаня. Фрунзе, 1985. 214 с.

13. Сергеев В. Н., Сагындыков К. С., Яковлева Е. А. Магнетиты из руд железисто-кремнистой формации хребта Джетым-Тоо//Изв. АН КиргССР. Фрунзе, 1985, № 5. С. 8—12.

14. Федорченко В. С. Минеральный состав и текстурно-структурные особенности докембрийских железистых пород низкой ступени метаморфизма (фации зеленых сланцев)//Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, 1969. С. 168—177.

15. Ходюш Л. Я. Полосчатая текстура железистых кварцитов и ее происхождение//Проблемы железистых пород докембрия. Киев, 1969. С. 242—258.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ В ПРОИЗВОДСТВЕ СТЕКЛОКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ

Е. Я. ГОРЮХИН, А. В. МАНАНКОВ, В. В. ХАХЛОВ, В. М. ЯКОВЛЕВ

Каменное литье является традиционным конструктивным и строительным материалом, а открытие ситаллов, сделанное около 20 лет назад, оценивается как одно из важнейших научных достижений XX века. Тот и другой материал относится к классу стеклокристаллических, но структура ситаллов более однородная и более тонкозернистая по сравнению с каменным литьем. Физико-механические свойства первых (сопротивление абразивному износу, сжатию) примерно в два раза выше, чем у каменного литья. Поэтому применение ситаллов в промышленности, по-видимому, может стать наиболее выгодным, особенно в таких отраслях, где необходимы высокая стойкость к воздействию абразивной и химически агрессивной среды и даже замена металлических деталей. Ситалл можно с успехом применять в промышленном и гражданском строительстве.

Свойства стеклокристаллических материалов предопределяются химическим и минеральным составом исходного сырья, а также температурно-временными условиями плавления шихты, формирования расплава, его кристаллизации и охлаждения. При разработке технологических параметров производства ситаллов наиболее важным является определение условий равномерной кристаллизации всего объема основной силикатной массы. Основные вопросы получения стеклокристаллических материалов изложены в работах [6, 4] и др.

В качестве исходного сырья для получения ситаллов, в зависимости от предполагаемой области их применения, могут быть использованы: чистые реактивы, промышленные отходы обогащения и переработки рудных и нерудных полезных ископаемых, широко распространенные горные породы. В лаборатории экспериментальной и прикладной минералогии Томского университета в качестве исходного материала для получения ситаллов испытывались известняки, глинистые сланцы и кератофиры. Эти породы залегают неглубоко, удалены от г. Томска в пределах 20—70 км и были изучены при геолого-разведочных работах как месторождения строительных материалов. В настоящей статье мы приводим некоторые результаты получения ситаллов в лабораторных условиях из глинистых сланцев и известняков.

Алеврито-глинистые сланцы визейского и турнейского возраста широко распространены в Колывань-Томской складчатой зоне. Они вскрыты многочисленными скважинами на правобережье р. Томи в окрестностях г. Томска и на Томь-Яйском междуречье. Кроме того, эти сланцы выходят на поверхность земли по правому берегу р. Томи и в долинах ее правых притоков (Киргизка, Ушайка, Басандайка, Тугояковка). На нижнекаменноугольных породах под рыхлыми палеоген-четвертичными отложениями развита кора выветривания мощностью до 20 м.

Стратиграфия и геология отложений карбона в окрестностях г. Томска была изучена К. В. Ивановым [1], а в последние 20 лет здесь прове-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

дена геологическая съемка и поиски различных полезных ископаемых с применением бурения [2, 5]. В визейских отложениях различают две свиты: лагерносадскую, сложенную глинистыми сланцами, и басандайскую, в которой сланцы перемежаются с песчаниками.

Для визейских отложений характерен полимиктовый, слабо зрелый минеральный состав. В песчаниках этого возраста по данным количественного минералогического анализа шлифов установлены (в процентах): кварц — 18,2—34,4; полевые шпаты — 17,7—54,0; обломки пород — 16,0—49,2; цемент — 8,2—26,8. Окатанность зерен в песчаниках очень слабая, но сортировка обломочного материала в них хорошая. Цемент песчаников кварц-хлорит-серицитового состава, что, по-видимому, является следствием эпигенетического преобразования первичного глинистого цемента. Иногда отмечаются признаки регенерации кварцевых обломков, а в отдельных случаях резко преобладает карбонатный поровый, иногда микропойкилитовый цемент, который проявляется там, где имеет место дизъюнктивная тектоника.

В составе нижнекаменноугольных отложений широко развиты алевритово-глинистые и глинистые темно-серые, часто черные сланцы. Для них характерна постоянная вкрапленность пирита, отчетливая сланцеватость и наличие светлых алевритовых слойков. В редких случаях в сланцах отмечается повышенное содержание карбоната и наличие прослоев органогенных известняков. Первоначальный облик алевритово-глинистых пород значительно изменен проявлениями дислокационного метаморфизма и других эпигенетических процессов, приведших к появлению сланцеватых текстур, развитию хлорита, серицита, карбоната и кварца. Иногда эти породы приобретают признаки метаморфических и могут быть отнесены к кварц-карбонат-серицитовым сланцам с линзовидной текстурой, подчеркнутой наличием линзовидных катаклазированных более крупных зерен кварца, а также характером обособления углистого вещества. Последнее иногда равномерно распределено в породе и затрудняет изучение ее под микроскопом.

Химический состав визейских алевритово-глинистых сланцев

Окислы	Свежие сланцы (по шести объединенным пробам скважин) [7]		Средний химический состав сланцев [8]	
	Среднее содержание, %	Пред. колеб.	Среднее содержание, %	Число анализов
SiO_2	60,3	57,1—62,0	63,2	31
Al_2O_3	16,1	14,7—16,4	16,3	31
TiO_2	0,7	0,6—0,9	0,7	113
FeO	5,1	4,3—5,8	—	—
Fe_2O_3	0,7	0,5—1,0	—	—
Fe_2O_3 (общее)	—	—	6,3	61
CaO	3,5	2,7—4,7	2,1	31
MgO	3,2	2,6—3,1	2,2	31
K_2O+Na_2O	3,6	1,9—4,1	—	—
п.п.п.	6,4	4,5—9,2	—	—

Химический состав визейских алевритово-глинистых пород охарактеризован в таблице, материалы которой свидетельствуют о его выдержанности и малых различиях между свежими и выветрелыми породами. В. В. Хахловым [9] установлено, что по содержанию окислов кальция, магния и железа алевритово-глинистые породы лагерносадской и басандайской свит имеют незначительные отличия от аналогичных пород турнейского возраста, развитых в долине р. Тугояковки. Так, в турнейских отложениях (по 110 анализам) среднее содержание находится в преде-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

лах (процентов) : Fe_2O_3—5,4; CaO—2,0; MgO—1,7, а в визейских породах соответственно 6,2; 3,2; 2,2.

Несколько иные особенности химического состава имеют алевритоглинистые, часто известковистые сланцы у с. Семилужки. Их химический и петрографический состав исследован в связи с имеющимися здесь признаками сурьмяного оруденения [9]. Сланцы в этом районе характеризуются повышенной карбонатностью и несколько иным петрографическим обликом, позволяющим отнести их к кварц-серицит-известковистым и кварц-биотит-известковистым микросланцам с примесью альбита и хлорита. Всего для этого типа пород карбона было изучено 190 проб по 12 скважинам. Содержание карбонатного кальция в них изменялось в пределах 8,0—11,6%, а карбонатного магния — 3,2—4,6%. Только в одной скважине средние содержания CaO и MgO равнялись соответственно 2,3 и 4,5%.

Анализ структурно-текстурных особенностей, минерального и химического состава алевритo-глинистых сланцев карбона показывает, что они удовлетворяют требованиям к петургическому сырью по однородности и технологически осуществимым температурам расплавления.

Поскольку для получения ситаллов необходимы расплавы с большим содержанием катионов-модификаторов, то в качестве второго главного сырьевого источника выбран мраморизованный, иногда мергелистый известняк. Каменского месторождения в Томской области. Порода эта серого или светло-серого цвета, мелко-среднезернистой структуры, массивная с жилками крупнозернистого белого кальцита. Кроме последнего в известняке отмечены кварц, мелкие агрегаты мусковита и единичные (до 1 мм) зерна бурого лимонитизированного пирита.

По данным полного силикатного анализа проб известняк содержит следующие окислы (в процентах): SiO_2 —8,3; Al_2O_3 —0,5; TiO_2 — 0,1; Fe_2O_3 — 0,3; FeO — 0,4; MgO — 0,6; CaO — 49,3; MnO — 0,1; Na_2O+ +K_2O—0,6; п. п. п.— 39,8.

Известно, что высокое качество стеклокристаллических материалов обеспечивается в том случае, если по своим химическим, кристаллохимическим и структурным особенностям они отвечают пироксенам [4]. Известно также, что конечные свойства ситаллов определяются их химическим и минеральным составом, структурно-текстурными особенностями [6]. Например, если в ситалле наблюдаются участки с разной величиной зерен и неравномерным их распределением, то его свойства будут далеки от оптимальных.

Наши экспериментальные исследования были направлены на выявление возможности управления зародышеобразованием и процессом последующей кристаллизации путем подбора необходимых катализаторов и определения наиболее благоприятных температурно-временных параметров.

На первом этапе экспериментов выявлена принципиальная возможность получения ситалловой структуры на основе сланцев с подшихтовкой их чистыми реактивами в виде $CaCO_3$ (25—35 вес. %) или CaO (15 вес. %) и Cr_2O_3 (1,0—1,5 вес. %). Показатель преломления образованного закалочного стекла ($N=1{,}580\pm0{,}002$) оказался близким к стеклам диопсидового состава. После остывания отформованное стекло нагревалось до температуры 710° и выдерживалось в течение 2 часов. Затем следовало поднятие температуры до 950°. Через 1 час стекло, охлажденное до нормальной температуры, соответствовало по своим свойствам пироксеновому ситаллу.

Второй этап подбора исходных материалов заключался в замене чистых реактивов известняком, что оказало положительное влияние на весь ход процесса. Это устраняло три важные помехи при получении ситаллов, проявившиеся на первом этапе. Первая — вспениваемость расплава на одной из последних стадий его подготовки, вторая — пластич-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ность отформованного стекла при нагревании в интервале 850—900°С (между температурой зародышеобразования и кристаллизации), третья — неоднородность структуры, выражающаяся в развитии неравномерно-зернистых участков с размером кристаллов от долей микрон до 50—60 мкм. Для получения ситаллов на втором этапе изучались возможности использования различных добавок, положительно влияющих на качественные показатели стеклокристаллического материала. В качестве подобных добавок использовалась окись хрома, FeO, химреактив графита, NaCl, K_2TiF_6 и др.

В соответствии с требованиями ГОСТ были подготовлены образцы и проведены их испытания. В иммерсионных препаратах наблюдались очень мелкие зерна основной кристаллической фазы от долей микрона до 5 мкм в поперечнике. Для ситаллов характерны массивные или полосчатые текстуры, обусловленные или однородной фисташково-зеленой расцветкой, или чередованием полос зеленого цвета различных оттенков (светло-зеленого и темно-зеленого). Фазовый состав определялся с помощью дифрактометра УРС-50И. Было установлено, что основная силикатная фаза сложена моноклинным пироксеном со структурой диопсида. Микротвердость $H_м$ полированных образцов ситаллов измерялась на приборе ПМТ-3 при нагрузке 200 г. Значения $H_м$ изменялись в пределах 795,0—868,0 кг/мм² при среднем значении $H_м$, равном 816,1 кг/мм². Сопротивление абразивному износу определялось на образцах квадратного сечения 70×70 мм на приборе ЛКИ-2 по ГОСТ 6787—69. Значения износостойкости изменялись в пределах 0,021—0,027 г/см². Химическая стойкость синтезированных ситаллов определялась по ГОСТ 473—1—72 и составляла при действии 96%-ной H_2SO_4 99,0% а к 2N-раствору NaOH—96,68%. Водопоглощение не наблюдалось.

Учитывая изученные свойства, можно заключить, что синтезированный на основе сланцев и известняка Томского района ситалл находится на уровне лучших образцов промышленных пироксеновых ситаллов и это позволяет рекомендовать постановку более детального исследования различных пород Томской области как сырья для производства этих материалов.

В последние годы встал остро вопрос по обеспечению Западно-Сибирского нефтегазового комплекса, в частности Васюганского нефтегазодобывающего района в Томской области, месторождениями песка и песчано-гравийных смесей. Это сырье необходимо не только для автодорожного строительства, но и для других строительных целей. Однако по геологическому строению упомянутый район малоперспективен. По данным геолого-съемочных работ установлено, что четвертичные отложения на значительную глубину сложены глинистыми и суглинистыми породами с прослоями супесей и тонкозернистых песков. Многочисленными анализами легкоплавких глин и суглинков четвертичного возраста в Томской области определено [10], что по своим химическим особенностям они сходны с упомянутыми сланцами карбона, отличаясь от них несколько повышенными содержаниями кремнезема — до 64—67%. Поэтому было бы весьма полезным получить из широко распространенных в бассейнах рр. Васюгана и Чузика глинистых и суглинистых пород материал, который смог бы заменить естественный камень.

В районе с. Пудино Томская геологоразведочная экспедиция провела поиски сырья для кирпичного и керамзитового производства. В суглинках на основании большого числа анализов установлены следующие содержания элементов (в процентах): SiO_2 — 60,7—71,2; Al_2O_3— —12,6—15,1; TiO_2 — 0,5—1,1; Fe_2O_3 (общее) — 4,1—5,6; CaO — 1,1—2,4; MgO — 1,1—1,9; K_2O — 1,9—2,4; Na_2O—1,0—1,2; п. п. п. — 5,8—9,6.

Проведенные нами в лаборатории Томского университета предварительные испытания суглинков как сырья для получения ситаллов [3]

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

показали обнадеживающие результаты. Это дает основание полагать, что необходимо дальнейшее более детальное изучение химизма и технологических свойств не только пород карбона, но и легко доступных для промышленного использования четвертичных суглинков, широко распространенных на левобережье р. Оби в западных и юго-западных нефтегазоносных районах Томской области.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов К. В. Геология и петрография нижнекаменноугольных и дайковых пород окрестностей г. Томска: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 1956. 17 с.

2. Колпаков В. Я., Нагорский М. П., Рубцов А. Ф., Скогорев А. И., Эрвье Ю. Ю. К вопросу о геологическом строении юга Томской области//Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, вып. 9, 1974. С. 49—53.

3. Мананков А. В., Яковлев В. М., Владимиров В. М., Бабанский И. Д. Экспериментальное исследование условий кристаллизации расплавов и стекол. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1976. 202 с.

4. Мананков А. В. Основы технической минералогии и петрографии. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1979. 193 с.

5. Нагорский М. П., Эрвье Ю. Ю. Палеозой юго-восточной части Западно-Сибирской плиты на территории Томской области//Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, вып. 12, 1977. С. 29—36.

6. Павлушкин Н. М. Основы технологии ситаллов. М.: Стройиздат, 1979. 359 с.

7. Хахлов В. В., Хисамутдинов Ш. Б. О поведении породообразующих окислов в профиле коры выветривания алеврито-глинистых пород Томского района// Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геолог. управл. 1962. № 3. С. 59—68.

8. Хахлов В. В. Некоторые итоги статистического изучения химического состава глинистых пород симоновской свиты (Томская область)//Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1965. С. 230—238.

9. Хахлов В. В. О эпигенетических изменениях пород нижнего карбона у с. Семилужки Томского района//Материалы по петрологии и металлогении Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1976. С. 101—104.

10. Усов П. Г. Кирпично-черепичные глины Томской области. Томск, 1956. 176 с.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ И ОЦЕНКА КОМПЛЕКСНОСТИ РУД ЗАХАРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Л. А. ЗЫРЯНОВА, А. Д. СТРОИТЕЛЕВ, А. Я. ДОРОНИН

Установленная морфогенетическая анизотропность рудной зоны месторождения выражается в пространственной изменчивости состава и строения разведанных запасов руд. Отличительной особенностью руд Захаровского месторождения является отчетливо выраженная минерало-геохимическая контрастность, предопределенная пространственной обособленностью продуктов разных стадий гипергенного преобразования первично-сульфидного оруденения. В связи с этим степень окисленности последнего принята за основу для классификационного подразделения руд на природные (табл. 1) и промышленно-технологические типы. Остальные отличительные признаки имеют внутритиповое значение для выделения подтипов, разновидностей и сортов руд (рис. 1, 2).

Таблица 1

Классификация руд месторождения

Классификационные признаки	Генетические типы					
По степени окисленности	Первичные $A_{\Sigma} \leqslant 10\%$	Смешанные $10\% < A_{\Sigma} < 50\%$	Окисленные $A_{\Sigma} > 50\%$			
По вещественному составу	Полиметаллические сульфидные	Существенно медные сульфидные	Существенно свинцовые (сульфатно-карбонатные)	Медно-свинцовые (сульфатно-карбонатные)	Существенно медные окисно-карбонатные с самородной медью	
По содержанию рудных минералов, текстурному	1. Сплошные неоднородно-массивной текстуры 2. Прожилково-вкрапленные на основе кварц-карбонат-серицит-хлоритовых и кремнистых пород	1. Сплошные: а) дезинтегрированные; б) плотные неоднородно-массивные 2. Вкрапленные на каолинит-серицитовой основе	1. Сплошные: а) охристые рыхлые; б) плотные неоднородно-массивные 2. Вкрапленные и прожилково-вкрапленные: а) охристые рыхлые; б) плотные на основе кремнистых пород			

Первично-сульфидные руды пользуются значительным распространением, слагая не только глубокие части эродированных рудных тел, но и небольшие самостоятельные слепые тела. Одной из особенностей руд данного типа является то, что независимо от суммарного содержания металлов они обладают относительно выдержанным полиметаллическим профилем состава, выражающемся в превышении содержания цинка над свинцом и медью (см. рис. 1). Согласно результатам опробования и их пересчетам в большинстве рудных пересечений отно-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

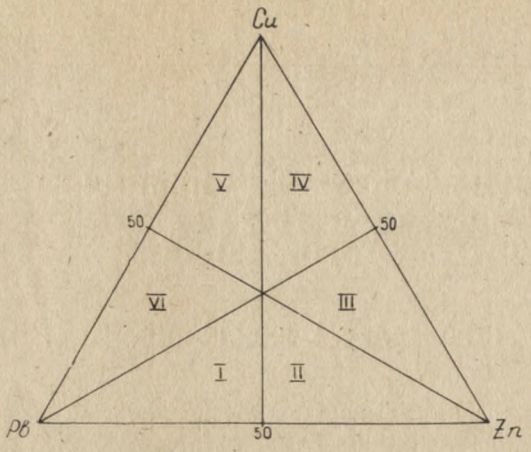


Рис. 1. Принципиальная диаграмма состава полиметаллических руд с учетом относительного содержания основных рудных элементов. Первично-сульфидные и смешанные полиметаллические руды: I — поле с отношением Cu< <Zn<Pb; II — поле с отношением Cu<Pb<Zn; III — поле с отношением Pb<Cu<Zn. Смешанные существенно медные сульфидные руды и окисленные существенно медные окисно-карбонатные: IV — поле с отношением Pb<Zn<Cu; V — поле с отношением Zn<Pb<Cu. Окисленные существенно свинцовые сульфатно-карбонатные: VI — поле с отношением Zn<Cu<Pb

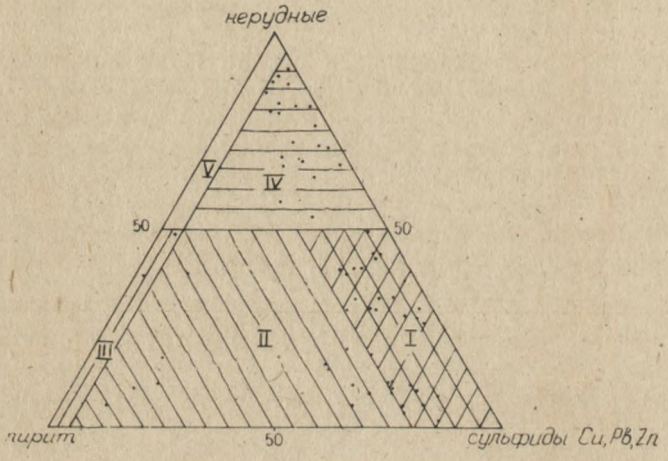


Рис. 2. Диаграмма минерального состава первично-сульфидного оруденения Захаровского месторождения (по данным опробования) : I — поле сплошных собственно полиметаллических руд; II — поле сплошных колчеданно-полиметаллических руд; III — поле сплошных колчеданных руд; IV — поле вкрапленных полиметаллических руд; V — поле рассеянной минерализации

сительная доля цинка в рудах находится в пределе от 50 до 70% независимо от колебания абсолютных содержаний металлов в рядовых пробах (Cu от 0,1 до 14,8%, Pb от 0,1 до 21,91%, Zn от 0,1 до 40,9%).

Вторая показательная особенность первично-сульфидных руд — относительная простота и постоянство минерального состава рудной составляющей. Основными рудными минералами, определяющими поведение в рудах цинка, свинца и меди, являются сфалерит, галенит и халькопирит. Повсеместно в ассоциации с этими сульфидами находится пирит, относительное содержание которого хотя и достигает в отдельных рядовых пробах 40%, в среднем не превышает содержания сфалерита. Обнаруженный при микроскопическом изучении руд тетраэдрит пользуется весьма ограниченным и неравномерным распространением. Максимальное содержание этого минерала в отдельных аншлифах не превышает 1%. Из рудных минералов, являющихся продуктами гипергенного изменения первичных сульфидов, установлены только халькозин и ковеллин (не более 0,5%). С учетом этого и данных фазового

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

анализа степень окисленности первично-сульфидных руд не превышает 10%.

Нерудная составляющая руд данного типа представлена гидротермалитами, в состав которых входят в различных количественных соотношениях кварц, серицит, хлорит, карбонаты, реже каолинит.

При общей выдержанности состава первично-сульфидные руды характеризуются колебанием в широких пределах содержания рудных минералов и разнообразием форм их проявления и взаимоотношений, на основе которых они и могут быть подразделены на 2 подтипа: сплошные, вкрапленные и прожилково-вкрапленные.

Сплошные руды сложены более чем на 50% сульфидами, а суммарное содержание в них металлов выше 20% (см. рис. 1). Наряду с резкими четкими контактами с вмещающими породами сплошные руды часто имеют постепенные взаимопереходы с прожилково-вкрапленными рудами, особенно в лежачем боку. Нередко пересечения сплошных руд включают подчиненные по мощности интервалы прожилково-вкрапленных руд и вмещающих пород. В рудных телах, включающих другие типы руд, сплошные руды имеют постепенные и сложные контакты с рудами смешанного типа. Соотношение содержаний Cu, Pb, Zn в сплошных рудах соответствует полиметаллическим, а минеральный состав их исключительно выдержан (табл. 2).

На северо-западном фланге месторождения в рудных пересечениях отчетливо наблюдается постепенное уменьшение содержания к лежачему боку рудных тел и смещение состава руд в сторону существенно цинковых разностей. Тенденция увеличения относительного содержания Zn в рудах с глубиной имеет место и в других частях месторождения. Отдельные участки, обогащенные пиритом (свыше 20%), по соотношению сульфидов соответствуют колчеданно-полиметаллическим и реже колчеданным (пирит $>45\%$ при сумме сульфидов $<5\%$) разностям, но пространственно не обособляются и существенно не меняют общий состав руд. В качестве второстепенных минералов в рудах постоянно присутствуют карбонаты (ряд доломита и магнезит-сидерита), кварц, барит, серицит, хлорит. Сплошные руды представляют собой тонко-мелко-зернистый сульфидный агрегат однородно- и неоднороднomассивной, пятнистой, полосчатой текстуры. Неоднородность руд предопределяется как различием зернистости сульфидного агрегата, так и обособлением слагающих руду минералов, в том числе и нерудных, на фоне однородно-зернистого полисульфидного агрегата, а также присутствием реликтов вмещающих пород. Часть руд подтипа характеризуется вкрапленной, реже гнездово-врапленной текстурой, обусловленной вкрапленностью гнезд моно- и полисульфидного состава в нерудной массе.

В северо-восточной и центральной частях месторождения распространены сплошные руды с повышенной пористостью. Как правило, они имеют мелко-среднезернистую структуру, содержат многочисленные пустоты-занорыши размерами до 5 см, стенки которых покрыты наросшими мелкими кристаллами сульфидов, кварца, карбонатов, барита. Пористость и пространственная связь этих руд с прожилково-вкрапленным оруденением при четких контактах с вмещающими породами не исключают возможности образования их путем выполнения пустот.

Характерной особенностью микростроения руд данного подтипа является сложное тонкое структурное взаимоотношение слагающих их минералов. Ведущими являются структуры отложения и замещения. Первые представлены широко развитыми аллотриоморфно-зернистой структурой срастания галенит-халькопирит-сфалеритового агрегата, гипидиоморфнозернистой структурой срастания минералов колчеданно-полиметаллических участков. В рудах распространена субграфическая структура срастания сфалерита с халькопиритом. Для сфалерита, в отличие от руд других месторождений Рубцовского рудного района, характерна

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Таблица 2

Валовый минеральный состав руд Захаровского месторождения

Типы руд		Относительная распространенность минералов		
Технологические	Минералого-генетические	Главные	Второстепенные	Редкие
Окисленные	Свинцовые сульфатно-карбонатные	Церуссит, лимонит, каолинит, гётит	Монгеймит, смитсонит, ярозит, малахит, азурит, плюмбоярозит, англезит, бивериг, осаризаваит, манганокальцит, кварц, галлуазит, деклуазит, халькозин, свинцовые охры	Гидроокислы Mn, самородная медь, самородная сера, куприт, скородит, миметезит, висмутовые и сурьмяные охры, розазит, селенаты и теллураты свинца и меди, опал, гипс, арагонит (тарновитцит), халькопирит, сфалерит, пирит, ксантитан, халцедон, ателестит
	Медные окисно-карбонатные с самородной медью	Малахит, самородная медь, куприт	Лимонит, халькозин, церуссит, каолинит, азурит, арагонит (тарновитцит), осаризаваит, смитсонит	Тенорит, самородн. серебро, самородн. золото, самородн. сера, ковеллин, бромантит, хризоколла, атакамит, смитсонит, манганокальцит, гётит, ярозит, кварц
Смешанные	Медные сульфидные	Халькозин, пирит, каолинит	Лимонит. церуссит, сфалерит, халькопирит, галенит, смитсонит, брейнерит, кварц, ковеллин, аргентит, англезит, малахит, хлорит, серицит	Самородн. серебро, самородная медь, арагонит, манганокальцит, гётит
	Полиметаллические сульфидные	Сфалерит, пирит, галенит, халькозин, халькопирит	Доломит, манганосидерит, цинксидерит, анкерит, ковеллин. серицит, тетраэдрит	Англезит, смитсонит, лимонит, опал, борнит
Первично-сульфидные	Полиметаллические	Сфалерит, пирит, галенит, халькопирит, хлорит, серицит, кварц, доломит	Тетраэдрит, мельниковит-пирит, барит, каолинит, анкерит, манганосидерит, цинксидерит	Халькозин, марказит, халцедон, флюорит, ковеллин, гипс, смитсонит, англезит, рутил, борнит

обильная эмульсионная вкрапленность халькопирита. Размеры отдельных вкрапленников не прывышают 0,0n мм. В выделениях сфалерита эмульсионная вкрапленность распределена неравномерно: наблюдается обогащение ею как краевых, так и центральных частей. Иногда эмульсионная вкрапленность в виде субпараллельных удлиненных выделений подчеркивает спайность сфалерита. Структуры замещения представлены коррозионной и реликтовой, реже нитевидной и отражают различные стадии замещения одних минералов другими в сульфидном агрегате. Участками в рудах присутствуют катакластические структуры дробления сульфидного агрегата и структуры цементации раздробленного пирита более поздними сульфидами. Более поздние относительно сульфидов нерудные минералы, особенно карбонаты, содержат многочисленные включения сульфидов.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://dspace.lib.tsu.ru

Прожилково-вкрапленные и вкрапленные руды характеризуются содержанием металлов $<20\%$ при сумме сульфидов $<50\%$. Они сопровождают сплошные руды, иногда с постепенными взаимопереходами, а также слагают самостоятельные пересечения на удалении от сплошных руд. Наибольшим развитием эти руды пользуются в центральной части месторождения. Химический и минеральный состав прожилково-вкрапленных и вкрапленных руд в целом аналогичен сплошным.

Агрегатное состояние нерудной составляющей предопределяет текстуру руды. В менее прочных, пластичных гидротермально-измененных породах (кварц-серицит-хлорит-карбонатного состава) развиты вкрапленные, реже гнездово-вкрапленные текстуры, в то время как в прочных кремнистых алевролитах и микрокварцитах чаще развиты прожилковые. В отдельных пересечениях наблюдается сочетание этих текстур.

Руды вкрапленной текстуры по минералого-геохимическим параметрам практически не отличаются от сплошных руд. Они имеют полиметаллический профиль и сложены тем же комплексом минералов, что и сплошные разности. Сульфиды образуют моно-, би- и полиминеральные вкрапленники неправильной, близкой к изометричной, реже вытянутой формы. Пирит чаще рассеян во вмещающей массе. Микротекстуры в полиминеральных вкрапленниках аналогичны сплошным рудам, в случае моно- и биминеральных вкрапленников представлены аллотриоморфнозернистой структурой срастания и структурой разъедания. Руды прожилковой и прожилково-вкрапленной текстуры отличаются менее выдержанным составом. Это выражается, с одной стороны, различной долей нерудной составляющей в составе прожилков и в колебании соотношения Cu, Pg, Zn — с другой (см. рис. 2).

В интервале глубин примерно до 150 м в составе прожилков преобладают сульфиды. Как правило, прожилки не выдержаны по мощности и простиранию, а по минеральному составу, макро- и микроструктурным и текстурным особенностям сульфидного агрегата не отличаются от сплошных руд. Структуры сульфидного агрегата меняются от тонко- до среднезернистых. Контакты прожилков с вмещающими породами обычно четкие, и лишь в случае тонкозернистых структур бывают размытые. Внутри прожилков закономерная дифференциация слагающих минералов обычно не проявляется, хотя в отдельных случаях наблюдается приуроченность выделений пирита к зальбандам, а сфалерит-галенит-халькопиритового агрегата с видимой субграфической структурой — к центральным частям прожилков. Полосчатость, проявленная в строении сульфидного агрегата, обусловлена различием его зернистости и обособленным выделением сульфидов. Ориентировка полос произвольная, иногда параллельная контактам прожилков. В прожилках обнаруживаются пустоты размерами до 1—1,5 см.

На более глубоких горизонтах и в пересечениях, пространственно обособленных от сплошных руд, развиты кварц-карбонатно-сульфидные, карбонатно-сульфидные прожилки. По соотношению металлов отдельные рудные пересечения имеют заметное отклонение в сторону медно-цинковых и цинковых, реже цинково-свинцовых разностей (см. рис. 2). Прожилки разноориентированны, участками штокверкового типа, что в рудах по микрокварцитам и кремнистым алевролитам обусловливает развитие брекчиевидных текстур. Мощность прожилков весьма непостоянна, от нескольких миллиметров до десятков сантиметров.

Микроструктуры прожилково-вкрапленных и сплошных руд аналогичны. Укрупнение зернистости руд обусловливает преобладающее развитие аллотриоморфнозернистой и коррозионной микроструктур. Среди первично-сульфидных руд встречаются участки повышенной трещиноватости и дезинтеграции рудного агрегата с примесью вторичных сульфидов.

При высокой степени окисленности Cu ($A_{Cu}>30\%$) суммарный ко-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

эффициент окисленности дезинтегрированных руд не превышает 10%. В генетическом плане такие руды отвечают начальным стадиям гипергенного изменения дезинтегрированного сульфидного агрегата без существенного нарушения баланса химического состава руд. Лишь в отдельных пересечениях происходит увеличение относительного содержания Cu на 3—5%. В целом руды сохраняют полиметаллический профиль и принадлежат к первично-сульфидным. По суммарному содержанию металлов выделяются сплошные сажистые и вкрапленные на серицит-каолинитовой основе руды.

Гипергенные изменения в рудах выражаются в развитии в сажистых рудах по халькопириту и сфалериту халькозина, отчасти по серициту каолинита, а во вкрапленных рудах каолинита по серициту и в меньшей степени халькозина по халькопириту и сфалериту. Микроструктуры этих руд отличаются от первично-сульфидных лишь некоторым увеличением доли структур замещения и катаклаза при развитии в плотных участках структур отложения. Замещение халькопирита и реже сфалерита халькозином по трещинам определяет появление нитеобразной, реже сетчатой структуры. В участках с повышенным содержанием пирита развиты порфирокластические структуры.

Смешанные полиметаллические руды соответствуют начальной стадии окисления сульфидных руд, а по пространственному положению — переходной зоне от первично-сульфидных руд к окисленным. По минералого-геохимическим особенностям они занимают промежуточное положение, сохраняя основные черты первично-сульфидных руд, на фоне которых появляются признаки их окисления. Отличительной особенностью руд данного подтипа является повышенная степень окисленности. Суммарный коэффициент окисленности колеблется в интервале 15—20% при $A_{Cu}=70\%$. Кроме того, руды характеризуются изменением баланса металлов, что выражается в заметном повышении доли Cu, в отдельных пересечениях Cu и Pb за счет их привноса и выноса Zn (см. рис. 1).

Изменяется минеральная форма проявления металлов, в первую очередь Cu (см. табл. 2). Наряду с первичными выделяются вторичные сульфиды Cu — халькозин и ковеллин. В рудах появляются минералы класса сульфатов и карбонатов. Вторичные минералы свинца представлены англезитом, в единичных случаях церусситом. Цинк, присутствуя в основном в форме сфалерита, в отдельных случаях бывает представлен смитсонитом. Изменение состава нерудной массы выражается в замещении серицита каолинитом.

По суммарному содержанию металлов среди смешанных полиметаллических руд выделяются сплошные и вкрапленные разности. К сплошным разностям относятся руды с суммарным содержанием металлов свыше 25%. По агрегатному состоянию они являются дезинтегрированными и внешне практически не отличаются от сажистых дезинтегрированных по первично-сульфидным рудам. К вкрапленным относятся смешанные руды с суммарным содержанием сульфидов менее 25%. Среди минералов нерудной составляющей во вкрапленных рудах значительным распространением пользуется каолинит.

Смешанным полиметаллическим рудам свойственны микроструктуры первично-сульфидных руд, значительно осложненные наложением гипергенных минералов. Ведущими являются структуры замещения в сочетании с катакластическими. Среди них развиты структуры краевых каемок, нитеобразная, петельчатая, кластическая и порфирокластическая. Структуры отложения имеют подчиненное значение и сохраняются в менее измененных и менее нарушенных участках, являясь реликтовыми.

Смешанные существенно медные руды соответствуют по положению зоне вторичного сульфидного обогащения и характери-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

зуются относительным содержанием Cu более 50% при абсолютном ее содержании до 28%. Минералого-геохимической особенностью руд данного подтипа является значительное увеличение доли меди по сравнению с первично-сульфидными рудами и резкое преобладание вторичных минералов над первичными сульфидами (см. табл. 2). Рудные элементы проявляются не только в виде сульфидов, но и сульфатов, и карбонатов. Основной минеральной формой меди является халькозин, в подчиненном количестве присутствует ковеллин и малахит. Халькопирит в рудах является реликтовым минералом. Относительное содержание Pb в большинстве проб находится в интервале значений 30—50%. Главным его минералом являются церуссит, отчасти англезит и лишь в отдельных случаях реликтовый и гипергенный галенит (скв. 402). Относительное количество цинка лишь в единичных пробах превышает 30%. Основной формой проявления его является сфалерит, который в данном типе руд является реликтовым минералом. Вторичные минералы цинка представлены смитсонитом (монгеймитом). В отличие от вышеописанных зон здесь появляется лимонит. Физико-химические условия зоны вторичного сульфидного обогащения предполагают образование здесь ряда ценных минералов, таких как самородное серебро, аргентит. Серебро является постоянным элементом-примесью ряда минералов этой зоны.

По суммарному содержанию металлов среди руд выделяются сплошные и вкрапленные разности. Сплошным отвечают разности с суммарным содержанием металлов $>40\%$, вкрапленным — $<40\%$. По агрегатному состоянию среди сплошных руд выделяются плотные и дезинтегрированные разности. Последние имеют сажистый облик.

В рудах наблюдаются разнообразные текстуры: от однородно-массивной до вкрапленной и пятнистой в плотных разностях и рыхлых в сажистых. Из структур развиты тонко-мелкокристаллические до скрытокристаллических в сплошных халькозиновых рудах.

Микроскопически руды характеризуются тонкими и сложными взаимоотношениями минералов, свойственными участкам развития халькозина по первичным сульфидам с широким распространением структур замещения: сетчатой, реликтовой, структуры краевых каемок. В свою очередь наблюдается разъедание и замещение халькозина карбонатами с образованием сотовой, переходящей в реликтовую структуры. Структуры замещения часто развиваются в сочетании с катакластическими. Участками в рудах развита аллотриоморфнозернистая, а также скелетная структура отложения халькозина. Агрегатам халькозина, аргентита и гипергенного галенита свойственны тесные срастания с аллотриоморфнозернистой структурой. Ксеноморфные выделения самородного серебра размерами до 0,5 мм обычно тяготеют к выделениям арагонита.

Окисленные руды развиты пространственно в местах выхода рудных тел на погребенный эрозионный срез и представляют собой наиболее богатые участки зоны окисления. По минералого-геохимическим особенностям окисленные руды резко отличаются от первично-сульфидных. Это, с одной стороны, выражается в смене геохимического профиля руд (см. рис. 1), а с другой — минеральными формами нахождения рудных элементов, среди которых ведущими становятся карбонаты, окислы и гидроокислы, меньше сульфаты и самородные элементы. В окисленных рудах относительное содержание цинка, как правило, редко превышает 5%. По соотношению металлов среди окисленных руд могут быть выделены окисленные существенно медные, существенно свинцовые и медно-свинцовые разности, которые пространственно довольно отчетливо обособлены.

Окисленные существенно медные руды представляют собой нижнюю часть зоны окисления и соответствуют случаю омоложения этой зоны за счет переработки халькозиновых руд. Руды пользуются на месторождении ограниченным развитием. В виде небольших линзовид-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ных тел они выявлены лишь в отдельных скважинах. Относительное содержание меди в них превышает 50%, а свинца — 30%. Руды характеризуются разнообразием минерального состава (см. табл. 2). Основными минеральными формами проявления меди является выделение ее в самородном виде, а также в форме малахита, куприта, реже тенорита, азурита. Минералы свинца и цинка являются второстепенными и редкими. С этим типом руд связаны самородное серебро и золото, присутствующие в виде ксеноморфных вкрапленников размером соответственно до 0,5—1 и 0,02 мм. По содержанию металлов руды являются сплошными и характеризуются неоднородно-массивной, вкрапленной, пятнистой, реже полосчастой текстурами. Из микроструктур в этих рудах установлены идиоморфно- и аллотриоморфнозернистые, селевые, колломорфные и разнообразные структуры замещения.

Окисленные существенно свинцовые руды составляют основную часть разведанных запасов окисленных руд. Они характеризуются значительным преобладанием свинца над другими металлами и имеют ярко выраженный свинцовый профиль (см. рис. 1). Относительное содержание свинца в рудах превышает 70%. По суммарному содержанию металлов выделяются сплошные ($\Sigma_{Me} > 30\%$) и вкрапленные ($\Sigma_{Me} < 30\%$) разности, которые на месторождении пользуются примерно одинаковым развитием и пространственно имеют взаимопереходы. Обычно сплошные разности представляют собой наиболее обогащенные металлом участки среди вкрапленных руд. В отдельных рядовых пробах суммарное содержание металлов достигает 65% при содержании свинца 64%. Руды имеют окисно-сульфатно-карбонатный состав (см. табл. 2). Ведущим рудным минералом является церуссит, который характеризуется разнообразными формами проявления. Как правило, кристаллически-зернистые темноокрашенные обогащенные серебром разности являются продуктами непосредственного замещения церусситом галенита, а светлоокрашенный отчетливо кристаллический церуссит с низким содержанием серебра является переотложенным. Другие свинцовые минералы (плюмбо-ярозит, англезит, биверит) являются второстепенными и распространены неравномерно. В этом типе руд широким развитием пользуются также такие минералы, как каолинит, лимонит, гетит, деклуазит, ярозит, окислы свинца и висмута, которые обусловливают пеструю цветовую окраску руд от бледно-желтой до кирпичной. Медные минералы представлены в основном малахитом и азуритом, а в сажистоподобных черных церусситовых рудах халькозином и встречаются весьма ограниченно.

Окисленные медно-свинцовые руды приурочены к низам зоны окисления. Относительное содержание свинца в них ниже 70%, а меди более 30%. По минеральному составу руды сульфатно-карбонатные. Основным отличием их от существенно свинцовых руд является повышенное содержание меди, что выражается в присутствии в качестве главных минералов малахита, азурита, реже куприта и самородной меди. Поскольку медно-свинцовые руды развиты неравномерно и самостоятельных рудных тел не слагают, то в зависимости от положения в разрезе включаются в состав окисленных свинцовых или окисленных медных руд.

В окисленных рудах широко развиты структуры и текстуры свободной кристаллизации, замещения, переотложения и отчасти выщелачивания вещества. Для большинства руд характерны охристые и порошковатые текстуры, обусловленные выделением церуссита среди порошковатой массы гидроокислов железа, ярозита и каолинита. Менее развиты корковые, пористые, кавернозные, ячеистые, прожилковые, брекчиевидные, вкрапленные и пятнистые текстуры. Агрегаты церуссита имеют идиоморфно- и аллотриоморфнозернистые структуры, остальные минералы — скрытокристаллические, гелевые, мелкозернистые. Микроструктуры в окисленных рудах представлены нитевидной, реликтовой, петельчатой, скелетной, гелевой, концентрически-зональной.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КИЙСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Е. К. КОЛЯГО, Н. С. МАКОВСКАЯ

Кийский щелочной массив расположен в западной части Енисейского кряжа и приурочен к Чернореченскому грабену, отделяющему Приенисейский антиклинорий от Большепитского синклинория. Массив находится среди метаморфизованных карбонатно-терригенных образований нижнего протерозоя, прорванных среднепротерозойскими гранитами, и терригенно-карбонатных отложений палеозоя. Он перекрыт гравийно-галечными неоген-четвертичными осадками. На массиве развита кора выветривания мощностью от 20 до 80 м. По данным дешифрирования аэрокосмофотоснимков у массива изометричная, несколько вытянутая в меридиональном направлении форма и сложное строение. Фиксируется многофокусная система сопряженных и вложенных кольцевых структур [5, 6]. Внутренняя структура массива полицентральная, у отдельных центров округлые очертания и разные диаметры. На аэрокосмофотоснимках видна приуроченность массива к разрывным нарушениям, имеющим прямолинейный и дуговой характер.

Вопрос о принадлежности массива к определенной формации до сих пор остается спорным. Т. Я. Корнев, В. М. Даценко относят его к венд-нижнекембрийской щелочно-базальтоидной формации [7, 8]. В. П. Белов считает массив типичным представителем формации центральных интрузий ультраосновных щелочных пород и карбонатитов [2]. Нами принята точка зрения В. П. Белова, и она подтверждена результатами работ последних лет. Принадлежность к данной формации доказывается формой массива, приуроченностью к глубинным разломам, (пестротой состава, определенной металлогенической специализацией (TR, Th, Nb, Zr, P).

Возраст массива по данным К—Ar-метода и изотопного состава свинца — 260 млн. лет [2]. Нами возраст определялся методом сравнительной дисперсии двупреломления и составил 240—260 млн. лет [4]. Очевидно, массив образован в период тектономагматической активизации каледонского цикла.

Массив характеризуется сложным строением и является многофазным. Первая фаза представлена породами ийолит-мельтейгит-якупирангитового ряда, вскрытыми в центральной и северной частях массива. Преобладают ийолиты с содержанием нефелина от 40 до 60%. В них широко проявлены амфиболизация, флогопитизация, альбитизация, карбонатизация. Нефелиновые сиениты, представляющие вторую фазу, занимают большую площадь массива, они как бы полукольцом опоясывают его. Щелочные сиениты, образовавшиеся в третью фазу, близки к нефелиновым. По разрезу скважин иногда наблюдается их чередование. Часто в щелочных сиенитах отмечаются реликты измененного нефелина, что подтверждает их более позднее образование. Сиенит-порфиры встречаются в южной части массива. Почти в центре его скважиной № 7 вскрыты эруптивные брекчии, состоящие из обломков ортоклаза, либе-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

неритизированного нефелина, карбонатитов, сиенит-порфиров. Форма обломков остроугольная и угловато-округлая с размерами от 2—3 до 30—50 мм. Основная масса — пелитовая с обилием карбонатов и цеолитов. Такого типа брекчии, по мнению Г. И. Туговика [9], возникшие за счет подземных эксплозий, являются промежуточными породами между обычными вулканокластическими и гипабиссальными. В пределах массива наблюдается серия даек, представленных тингуаитами, сиенит-порфирами, щелочными лампрофирами (мончикитами, камптонитами). Дайки обычно имеют северо-восточное простирание, падение — к северо-западу под углом 20—80°. Карбонатиты анкерит-кутнагорит-сидеритового состава отмечаются в виде жил мощностью от нескольких сантиметров до 1 м, редко до 4 м. Для них характерны карбонаты редких земель группы бастнезита.

В породах массива широко проявляются процессы метасоматоза. С метасоматическими породами, образованными за счет меланократовых пород ийолит-мельтейгитового ряда, связана апатитовая, флогопитовая, редкоземельная, ториевая, а с альбитизированными щелочными сиенитами ниобиевая и циркониевая минерализации.

Геохимия пород массива охарактеризована большим объемом (порядка 840) аналитических определений, произведенных на семь компонентов: химическим анализом окислов SiO_2, Al_2O_3 и P_2O_5 и полуколичественным спектральным анализом элементов P, Ce, Y, La — по керновым пробам одиннадцати колонковых скважин разреза, пересекающего Кийский щелочной массив по дуге субширотного простирания. Глубина скважины колеблется от 100 до 500 м. Для одной из скважин разреза был выполнен полный полуколичественный спектральный анализ 57 проб (на глубине до 50 м). Данные анализа и аналитических определений семи компонентов были подвергнуты статистической обработке на ЭВМ в ИВЦ ПГО «Красноярскгеология».

Средние содержания проанализированных элементов по разновидностям пород приведены в табл. 1 (столбцы 3—29) и 2 (столбцы 3—9). Из данных таблиц можно заключить, что наибольшие содержания редких земель, а также фосфора, циркония, ниобия, бериллия, тория концентрируются в корах выветривания. Высокие содержания редких земель и фосфора наблюдаются в карбонатитах и некоторых метасоматических породах (амфибол-пироксеновый состав с апатитом и карбонат-полевошпатовые породы). Высокие содержания редких земель и металлов в интрузивных породах массива, по-видимому, значительно измененных, наблюдаются преимущественно на небольших глубинах.

Структура связей между элементами в породах массива изучалась с помощью корреляционного и факторного анализов [1, 3]. Анализ корреляционных связей в общих выборках и в выборках по группам пород показал, что комплекс элементов, составляющих редкоземельную и редкометальную специализацию Кийского массива, не представляет собой единую тесную генетическую ассоциацию, а разбивается на группы соединяющихся элементов и отдельные элементы, слабо связанные между собой. Более или менее отчетливо ассоциации элементов удалось выделить при проведении факторного анализа по совокупности 57 полных спектральных определений проб. В расчетах использовалось 27 химических элементов, содержания которых предварительно нормировались их собственными средними значениями и среднеквадратическими отклонениями. В результате расчетов было выделено шесть главных факторов, суммарная дисперсия которых составляла порядка 70% общей изменчивости анализируемой совокупности. Доли дисперсий отброшенных факторов при этом составляли менее 5%. Выделенные факторы были затем подвергнуты процедуре варимаксного вращения для получения их более простой структуры.

Таблица 1

Средние содержания химических элементов (10^{-3}, %) и средние значения факторов в породах Кийского щелочного массива по данным полуколичественного спектрального анализа керновых проб

Порода	Число проб	Pb	Cu	Zn	Co	V	Cr	Ni	Ti	Mn	Ga	Mo	Sn	Ba	Be	Sr	Zr	Nb	P
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Глины:																			
желтовато-серая	20	69,5	4,3	17,2	2,8	10,4	1,9	4,9	990,0	378,5	1,5	5,6	0.8	138,0	18,6	177,5	84,0	71,5	710,0
серая, песчанистая	10	30,9	6,6	15,5	2,0	9,2	4,4	4,1	908,0	198,0	1,1	2,9	0,6	139,0	20,0	135,0	88,0	11,0	630,0
красновато-бурая	5	46,8	14,4	20,0	2,2	10,2	0,6	1,9	880,0	152,0	0,8	7,0	0,8	126,0	19,0	80,0	108,0	88,0	520,0
Щелочные сиениты	3	18,0	3,3	15,0	2,0	8,7	2,3	2,7	1000,0	143,3	1,3	4,0	0,7	73,3	16,7	100,0	46,7	21,7	566,7
Ийолит-мельтейгиты	15	14,6	3,3	21,7	3,5	12,0	0,7	7,4	986,7	516,7	1,8	4,0	0,7	134,7	12,7	137,3	44,7	29,7	327,3
Метасоматиты амфибол-пироксеновые с апатитом	4	8,5	4,2	17,5	3,2	9,5	1,8	3,0	1000,0	225,0	2,0	40,0	0,6	102,5	5,2	95,0	27,5	10,1	262,5

Продолжение табл. 1

Порода	Bi	W	Ag	As	Y	La	Ce	Li	Th	Фактор					
										первый	второй	третий	четвертый	пятый	шестой
1	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
Глины:															
желтовато-серая	0,4	3,6	0,007	20,7	121,0	466,0	238,7	25,7	12,7	0,662	0,106	0,330	0,244	—0,045	—0,033
серая, песчанистая	0,2	2,9	0,009	23,5	56,0	287,0	159,0	10,2	8,0	—0,236	—0,448	—0,368	0,532	—0,376	0,462
красновато-бурая	0,2	4,1	0,010	22,0	88,0	120,0	100,0	13,4	9,0	—0,628	—0,589	—1,394	0,586	0,011	0,087
Щелочные сиениты	0,2	3,7	0,005	12,0	26,7	123,3	61,7	33.3	5,0	—0,251	—0,760	0,292	—0,676	0,025	0,182
Ийолит-мельтейгиты	0,2	3,2	0,006	10,7	17,5	119,3	52,0	28.3	8,3	—0,337	0,672	0,193	—0,489	0,278	—0,003
Метасоматиты амфибол-пироксеновые с апатитом	0,1	5,2	0,006	9.5	11,5	50,0	20,0	30.0	5,0	—0,482	—0,622	0,070	—0,945	0,091	—1;233

Примечание. Анализы выполнены в спектральной лаборатории Ангарской геологоразведочной экспедиции и предоставлены авторам старшим геологом Приенисейской партии А. Б. Хисамутдиновым.

Digital Library (repository) of Tomsk State University http://vital.lib.tsu.ru

Таблица 2

Средние содержания окислов (%) и элементов (10^{-3}, %), средние значения главных факторов и показатели перспективности оруденения для пород Кийского щелочного массива по данным химического и полуколичественного спектрального анализа керновых проб скважин

Порода	Число проб	SiO_2	Al_2O_3	P_2O_5	P	Y	La	Ce	Фактор			P(Th)	P(Nb)
									первый	второй	третий		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Глины:													
желтовато-серая	31	39,93	16,29	4,05	503,3	84,8	306,0	175,0	—1,76	—0,74	1,95	0,08	0,39
серая, песчанистая	11	33,15	16,68	5,3	573,0	51,0	261,1	144,8	—1,88	—1,61	2,12	0,02	0,60
красновато-бурая	5	30,14	13,50	4,22	520,0	88,0	120,0	100,0	—1,85	—1,86	0,57	0,01	0,71
пестрая	5	49,31	21,71	0,62	70,0	21,2	23,5	11,0	0,82	0,86	1,19	0,19	0.60
Сиениты:													
нефелиновые	225	49,82	20,79	0,49	53,2	17,3	51,7	34,6	0,75	0,91	0,94	0,24	0,56
щелочные	98	49,02	16,31	0,62	90,6	19,1	37,2	20,9	0,47	0,18	—0,02	0,29	0,52
Сиенит-порфиры	8	51,77	19,42	0,40	172,5	22,2	55,9	32,8	0,77	0,92	0,64	0,28	0,67
Ийолит-мельтейгиты	92	41,43	13,42	1,11	236,6	18,7	57,2	35,6	—0,20	—0,74	—0,62	0,27	0,32
Мончикиты	47	39,96	13,81	1,01	160,5	23,2	59,7	37,1	—0,19	—0,52	—0,89	0,27	0,30
Эруптивные брекчии	51	43,76	16,36	0,87	135,4	12,9	24,5	13,3	0,28	—0,17	—0,18	0,40	0,72
Метасоматиты:													
амфибол-пироксеновые с апатитом	38	40,86	13,29	1,36	202,4	52,0	193,2	166,9	—0,86	—0,08	—0,57	0,32	0,23
карбонат-пироксен-полевошпатовые	26	44,27	14,10	0,82	185,1	24,3	37,7	23,5	—0,05	—0,43	—0,52	0,33	0,39
карбонат-флогопит-полевошпатовые	31	43,67	13,72	0,57	121,8	23,8	27,3	16,2	0,12	—0,33	—0,93	0,31	0,29
Карбонат-полевошпатовые породы	126	40,64	13,45	1,13	201,3	36,2	135,6	98,5	—0,53	—0,34	—0,70	0,30	0,25
Карбонаты	34	32,86	11,64	1,57	196,1	71,3	158,1	117,0	—1,22	—0,63	—1,52	0,13	0,17
Тингуаиты	4	46,48	15,73	0,75	85,0	17,2	48,1	28,1	0,32	0,05	—0,30	0,28	0,52

Примечание. Анализы выполнены в Ангарской геолого-разведочной экспедиции по материалам бурения 1981—1982 гг. и предоставлены авторам старшим геологом Приенисейской партии А. Б. Хисамутдиновым.

Digital Library (repository) of Tomsk State University http://vital.lib.tsu.ru

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

В табл. 3 приведены факторные нагрузки, полученные после вращения. В последнем столбце приведены доли дисперсий соответствующих элементов, обусловленные действием выделенных шести факторов. Из этого столбца видно, что изменчивость основной массы элементов достаточно полно описывается выделенными факторами.

Таблица 3

Матрица значений факторных нагрузок для главных факторов, рассчитанных по данным 57 полных полуколичественных спектральных анализов

Элемент	Фактор						«Общность»
	первый	второй	третий	четвертый	пятый	шестой	
Pb	0,79 *	—0,02	—0,42	—0,20	0,17	0,06	0,88
Cu	0,17	0,00	—0,88*	0,15	—0,01	0,04	0,83
Zn	—0,21	0,51*	—0,01	0,03	0,18	—0,57*	0,66
Co	0,09	0,79*	—0,11	—0,01	0,01	—0,12	0,66
V	—0,41*	0,25	0,10	0,13	0,41*	—0,34*	0,54
Cr	—0,13	—0,13	0,10	—0,34*	—0,08	0,19	0,20
Ni	—0,10	0,82*	0,12	—0,04	026	—0,03	0,77
Ti	0,00	—0,04	0,63*	0,14	0,44*	0,13	0,62
Mn	0,12	0,87*	—0,02	—0,05	0,01	0,06	0,78
Ga	—0,01	0,29+	0,12	—0,14	0,52*	—0,67*	0,84
Mo	0,01	—0,11	—0,08	—0,08	—0,01	—0,77*	0,63
Sn	0,23	0,26	—0,02	0,17	0,75*	0,09	0,72
Ba	0,56*	0,02	—0,07	0,22	0,23	0,07	0,43
Be	0,66*	—0,30+	—0,19	0,38*	0,09	0,19	0,74
Sr	0,78*	0,00	0,20	0,25	0,25	0,08	0,77
Zr	0,22	—0,01	—0,27+	0,84*	—0,16	0,05	0,85
Nb	—0,03	—0,14	—0,10	0,77*	0,26+	0,31+	0,80
P	0,48*	—0,25	0,22	0,60*	0,04	0,08	0,70
Bi	0,88*	0,04	—0,21	—0,02	0,10	—0,07	0,84
W	—0,04	—0,28+	0,22	0,20	0,44*	—0,25	0,43
Ag	0,26	—0,05	—0,67*	0,37*	0,26+	—0,01	0,72
As	0,53*	—0,03	—0,51*	0,41*	—0,23	0,03	0,76
Y	0,75*	0,14	—0,41*	0,10	—0,27+	—0,03	0,84
La	0,80*	0,03	0,13	0,43*	—0,23	—0,04	0,90
Ce	0,67*	0,04	0,10	0,58*	—0,28+	—0,08	0,88
Li	0,00	0,10	—0,01	—0,17	0,61*	—0,20	0,45
Th	0,63*	0,25	—0,38*	0,02	—0,12	0,01	0,62
Вклад до поворота, %	27,92	13,44	10,32	6,82	6,36	5,00	69,87
Вклад после поворота, %	21,46	10,74	10,24	11,48	9,08	6,87	69,87

Примечание. Здесь и в табл. 4 значения факторных нагрузок значимы: *— при уровне значимости 0,01; + — при уровне значимости 0,05.

Значимыми нагрузками на первый фактор обладают Pb, Ba Be, Sr, P, Bi, As, редкие земли и Th. Следует отметить значимую отрицательную величину нагрузки для V и незначимые, преимущественно отрицательные нагрузки для других элементов, характерных для пород основного и ультраосновного состава: Co, Ni, Cr, Ti. Поэтому мы считаем, что первый фактор представляет собой ассоциацию редких земель и металлов, связанную со средними породами массива. Более конкретно принадлежность этой ассоциации к породам массива может быть установлена при расчете значений первого фактора для всех проб анализируемой совокупности. Второй главный фактор представляет собой ассоциацию элементов основных и ультраосновных интрузивных пород: Co, Ni, Mn, Zn, Ga. Следует отметить, что в этой ассоциации не фиксируются элементы, составляющие геохимическую специализацию массива. Третий фактор выявляет ассоциацию, близкую по составу к полиметалличе-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ской (Pb, Cu, Ag, As), к которой примыкают Y и Th. По-видимому, эта ассоциация также связана со средними породами массива, так как значение нагрузки для Ti имеет противоположный знак, а величины нагрузок для других элементов, свойственных основным и ультраосновным породам, незначимы. Четвертый фактор характеризует ассоциацию элементов, в которой основную роль играют Zr и Nb; более низкие нагрузки у P, Cl, La, As, Ag и Be.

У пятого фактора значимые нагрузки для элементов основной ассоциации (Ti, V, Ga), с которыми соединяются Sn, Li и W. При этом нагрузки для редких земель, мышьяка, тория и циркония имеют обратный знак, некоторые из них значимы (на уровне значимости 0,05). Значимые нагрузки для молибдена, галлия и цинка у шестого фактора.

Для всех шести факторов были рассчитаны их значения в 57 пробах совокупности. Далее пробы были разбиты по группам пород, в которых вычислили средние значения факторов. К сожалению, выборка полных спектральных анализов охватила только шесть групп пород массива, причем три из них оказались корами выветривания.

Рассчитанные средние значения факторов по группам пород приведены в табл. 1 (столбцы 30—35). Наибольшим средним значением первого фактора (0,66) характеризуются желто-серые глины коры выветривания. При этом средние значения других факторов в этой группе пород низки ($<0{,}25$) или имеют обратный знак, означающий, что фиксируемые этими факторами ассоциации элементов для данной группы пород не характерны. Для третьего фактора наличие в породах «полиметаллической» ассоциации может быть зафиксировано при его отрицательном среднем значении. Высокое отрицательное среднее значение третьего фактора наблюдается для красновато-бурых глин (—1,39), менее высокое (—0,37) — для серых песчанистых. Для обеих названных кор выветривания следует, кроме того, отметить довольно высокие положительные значения ($>0{,}5$) четвертого фактора, что позволяет выявить в этих породах ассоциацию редких и рассеянных элементов с доминирующей ролью циркония и ниобия.

Ийолит-мельтейгиты характеризуются высоким положительным средним значением второго фактора (0,67) и положительным, хотя и не высоким, значением пятого — (0,28). Оба фактора представляют собой ассоциации основных и ультраосновных интрузивных пород, причем, как указывалось, ни с одной из них практически не связаны элементы, составляющие геохимическую специализацию Кийского массива (можно лишь отметить литий, вольфрам и олово, входящие в состав пятого фактора). Щелочные сиениты представлены в выборке всего тремя пробами. Все факторы в подвыборке щелочных сиенитов имеют низкие средние значения, так что для этих пород не удается установить характерную ассоциацию из числа рассмотренных. Для метасоматических амфибол-пироксеновых пород с апатитом устанавливается наиболее высокое отрицательное среднее значение шестого фактора, и с этими породами, вероятно, можно связывать высокие содержания молибдена. Таким образом, все основные редкоземельные и редкометальные ассоциации пород массива, по результатам факторного анализа 57 полных спектральных определений проб, оказались связанными с корами выветривания.

Для уточнения полученного результата мы разделили совокупность 57 анализов на две выборки: в одну вошли коры выветривания (35 проб), в другую — остальные породы комплекса (22 пробы). Анализ, проведенный для всей совокупности, был повторен раздельно в обеих выборках. Для кор выветривания результаты анализа оказались сходными с предыдущими выводами. Для второй подвыборки пород отметим следующее: в щелочных сиенитах фиксируется высокое среднее значение (—0,636) фактора, представляющего собой ассоциацию редких

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

земель и металлов: La, Ce, Y, Be, Bi, W, Sr, более низкими нагрузками характеризуются Pb, P, Zr; в ийолит-мельтейгитах практически у всех факторов низкие средние значения; в метасоматических амфибол-пироксеновых породах с апатитом высокими средними значениями (соответственно —0,81 и +0,74) характеризуются два фактора: один из них представляет собой ассоциацию редких металлов Mo, Ag, Ga (более низкие нагрузки у Bi и Zn), другой — ассоциацию Cr, W и As.

Таким образом, при исключении из выборки кор выветривания выявляется редкоземельная и редкометальная специализация первичных (коренных) пород Кийского массива, в частности щелочных сиенитов, и метасоматических амфибол-пироксеновых пород с апатитом.

По аналогичной схеме факторный анализ проведен по данным определения семи компонентов. При этом мы имели возможность выявить взаимоотношения редких земель и фосфора с кремнеземом и глиноземом пород и установить принадлежность их ассоциаций конкретным разновидностям последних. В табл. 4 приведены результаты факторного анализа по совокупности 840 определений семи компонентов. Три выделенных фактора составляют порядка 80% суммарной дисперсии совокупности. Из данных последнего столбца можно заключить, что выделенные факторы хорошо описывают изменчивость всех компонентов (за исключением, возможно, иттрия).

Таблица 4

Матрица значений факторных нагрузок для главных факторов, рассчитанных по данным 840 определений семи компонентов

Окислы, элементы	Фактор			«Общность»
	первый	второй	третий	
SiO_2	0,71*	0,28*	0,41*	0,74
Al_2O_3	0,47*	0,54*	0,58*	0,85
P_2O_5	—0,55*	—0,54*	0,42*	0,77
La	—0,84*	0,45*	0,05	0,90
Y	—0,73*	0,33*	0,01	0,64
Ce	—0,79*	0,52*	0,08	0,91
P	—0,48*	—0,59*	0,46*	0,79
Вклад	44,48	22,92	12,74	80,13

Первый фактор, составляющий в общей дисперсии 44,5%, фиксирует полярное отношение SiO_2 и Al_2O_3, с одной стороны, и редкоземельных элементов и фосфора — с другой. Иначе говоря, выделяется геохимический процесс, обусловливающий накопление редких земель и фосфора вне зависимости (или в обратной зависимости) от SiO_2 и Al_2O_3. Второй фактор (22,9%) характеризует процесс совместного накопления редких земель и SiO_2 и Al_2O_3, то есть, по-видимому, непосредственно при формировании пород комплекса. При этом фиксируется антагонистическое поведение фосфора. Третий фактор (12,5%) выявляет количественно более слабый процесс накопления фосфора совместно с кремнеземом и глиноземом при индифферентном поведении редких земель.

Средние значения факторов для групп пород приведены в табл. 2 (столбцы 10—12). Для первого фактора высокие (выше 0,5) отрицательные значения показывают, что в соответствующих породах накопление редких земель и фосфора происходило в обратной связи с SiO_2 и Al_2O_3. При этом наиболее высокими отрицательными значениями первого фактора характеризуются коры выветривания (кроме пестрых глин) и карбонатиты, в меньшей степени метасоматиты (амфибол-пироксеновые с апатитом и карбонат-полевошпатовые породы). Для второго и третьего факторов высокие положительные значения следует свя-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://www.lib.tsu.ru

зывать с накоплением редких земель и фосфора непосредственно при формировании пород. Этот процесс, по данным табл. 4, наблюдается в нефелиновых сиенитах и сиенит-порфирах. Кроме того, положительные значения обоих факторов прослеживаются в пестрых глинах, остальные коры выветривания характеризуются высокими положительными значениями третьего фактора и отрицательными — второго. Отрицательные значения второго фактора исключают накопление редких земель в процессе формирования пород и отвечают некоторой тенденции накопления фосфора вне связи (или в обратной связи) с редкими землями, кремноземом и глиноземом. Более конкретной интерпретации здесь, по-видимому, предложить нельзя, но высокие отрицательные значения второго фактора, кроме серых песчанистых и красновато-бурых глин кор выветривания, могут быть отмечены для довольно большой группы пород: ийолит-мельтейгитов, мончикитов, карбонатитов, возможно метасоматитов.

Проведенный анализ позволяет отметить, что среди пород Кийского массива наиболее высокими концентрациями элементов редкоземельной и редкометальной групп и фосфора и наиболее разнообразными их ассоциациями характеризуются коры выветривания. Из первичных (коренных) пород массива наиболее высокие содержания фосфора, редких земель и металлов наблюдаются в карбонатитах и метасоматических породах (амфибол-пироксеновые с апатитом и карбонат-полевошпатовые). При этом накопление редких земель и фосфора в этих породах происходило вне связи или в обратной связи с накоплением SiO_2 и Al_2O_3, то есть, видимо, при интенсивной переработке исходных пород ийолит-якупирангитового ряда щелочными растворами в связи с внедрением более поздних фаз комплекса.

Породы ийолит-якупирангитового ряда, представляющие первую фазу Кийского массива, характеризуются наличием ассоциации элементов интрузивных основных и ультраосновных пород (Co, Ni, Mn, Ti, V, Ga). Можно констатировать, что в неизмененных разностях ийолит-мельтейгитов практически отсутствуют ассоциации редких земель и металлов. Видимо, редкоземельная и редкометальная специализация Кийского щелочного массива связана, прежде всего, с породами более поздних фаз внедрения — щелочными и нефелиновыми сиенитами и сиенит-порфирами, для которых установлено (по результатам выполненного анализа), что накопление, в частности редких земель и фосфора, происходило непосредственно при формировании этих пород в прямой связи с накоплением SiO_2 и Al_2O_3.

Помимо изложенных результатов факторного анализа мы имели возможность дать оценку перспективности пород Кийского массива на рудоносность с помощью методов распознавания. По ряду глубоких скважин отдельные участки альбитизированных щелочных сиенитов и метасоматитов по меланократовым породам были дополнительно опробованы на ниобиевую, ториевую и редкоземельную минерализации. По данным рентгеноспектральных и химических анализов содержание Nb в опробованных участках фиксировалось в пределах 0,04—0,2%, Th — 0,01—2,5%, редких земель — 0,68—25,4%.

Из совокупности 840 аналитических определений на семь компонентов по данным дополнительного опробования были сформированы две эталонные выборки: первую составляли 27 проб, для которых устанавливались высокие содержания Nb, вторую — 16 проб с высоким содержанием Th и редких земель. Состав выборок по группам пород характеризовался следующим образом: эталонная выборка на Nb содержала 16 проб из кор выветривания, по 3 пробы из нефелиновых и щелочных сиенитов, 2 пробы сиенит-порфиров, 2 — из метасоматитов и 1 — из мончикитов; выборка на Th состояла в основном из метасома-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

тических пород (пироксен-амфиболовых с апатитом и карбонат-полевошпатовых).

Распознавание проводилось по определениям семи компонентов: SiO_2, Al_2O_3, P_2O_5, La, Y, Ce и P по схеме распознавания с одним эталонным классом. Определение вероятности отнесения экзаменационных объектов (распознаваемых проб) к эталонной совокупности объема N, характеризующейся вектором средних значений $\bar{X}$ и ковариационной матрицей W, осуществлялось с помощью критерия Фишера [1]:

$$F(1,N,\alpha) = \frac{N(N-M)}{M(N+1)(N-1)}(\bar{X} - X_i)W^{-1}(\bar{X} - X_i) , \qquad (1)$$

где M — число признаков; X_i — вектор значений признаков (окислов и элементов) распознаваемого объекта (пробы); α — критическое значение уровня значимости, при котором выполняется гипотеза принадлежности распознаваемого объекта эталонной совокупности. Из соотношения (1) находится критическое значение α, которое и представляет собой вероятность P отнесения распознаваемой пробы к эталонной совокупности (иначе говоря, оценку близости ее к последней). Алгоритм реализован в программе CLASS автоматизированной системы обработки геолого-геофизической информации «АСОИ-Геология», созданной в ПГО «Севзапгеология» и эксплуатируемой в ПГО «Красноярскгеология». Просчет по программе CLASS проведен отдельно для каждой из двух эталонных совокупностей (на ниобиевое и ториевое оруденение). При этом для каждой пробы как эталонной, так и распознаваемой совокупностей получена вероятность P принадлежности ее к эталону. Для проб эталонной выборки на Nb среднее значение P равно 0,70, на Th — 0,79, из чего можно заключить, что распознаваемость эталонов удовлетворительная.

В табл. 2 в столбцах 13,14 приведены средние значения P по группам пород при проведении распознавания на ториевое и ниобиевое оруденение. Из этих данных видно, прежде всего, что перспективность на ниобиевое оруденение пород Кийского массива в целом выше, чем на ториевое — среднее значение P для всей совокупности распознаваемых проб равно 0,25 для Th и 0,42 для Nb. На значение величины P в конкретных группах пород, без сомнения, большое влияние оказал состав эталонных выборок. Именно это обстоятельство, по-видимому, обусловило низкое значение P для кор выветривания и карбонатитов и повышенные — для метасоматических пород при распознавании на Th. При распознавании на Nb метасоматические породы, напротив, имеют заниженные значения P (их практически не было в эталонной выборке), а коры выветривания — повышенные. С этой точки зрения представляют интерес высокие значения P для эруптивных брекчий как при распознавании на Th, так и на Nb.

На рис. 1 приведено распределение значений величины P по опробованному разрезу в изолиниях для распознавания по Nb. Заштрихованными прямоугольниками показаны интервалы опробования, пробы из которых составили эталонную выборку на Nb. В целом для разреза перспективность оруденения на Nb оказывается довольно высокой. Представляет особый интерес тот факт, что поле повышенных значений P полностью включает эруптивные брекчии, вскрытые скважиной 7. В связи с этим обстоятельством эруптивные брекчии были исследованы на содержание ряда химических элементов. В табл. 5, 6 приведены результаты полуколичественного спектрального и рентгеноспектрального анализов. Анализы фиксируют повышенные содержания Sn, Sr, Zr, Nb, Th и редких земель.

Эруптивные брекчии, по-видимому, представляют собой результат заключительной стадии формирования пород Кийского щелочного мас-

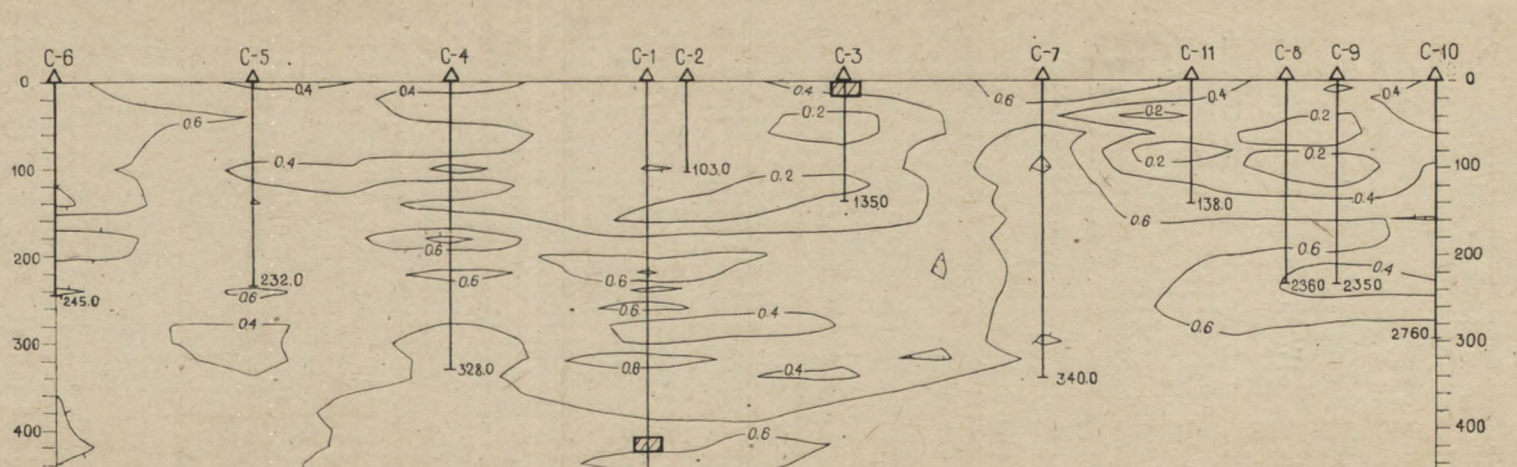


Рис. 1. Карта оценки перспективности на ниобиевое оруденение пород разреза Кийского щелочного массива по результатам распознавания

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Таблица 5

Результаты полуколичественного спектрального анализа эруптивных брекчий Кийского массива (число проб 5)

Элементы	Pb	Cu	Zn	Co	V	Cr	Ni	Ti	Mn	Ga	Mo	Sn
10^{-3}, %	21,0	1,6	15,0	1,1	3,2	5,2	3,6	660,0	540,0	2,4	2,6	3,4

Продолжение табл. 5

Элементы	Ba	Be	Sr	Zr	Nb	P	W	Y	La	Ce
10^{-3}, %	220,0	17,0	290,0	160,0	23,0	130,0	1,8	81,0	222,0	172,0

Примечание. Анализы выполнены в Центральной лаборатории ПГО «Красноярскгеология» по материалам авторов.

Таблица 6

Результаты рентгеноспектрального анализа эруптивных брекчий Кийского массива (число проб 4)

Окислы	UO_2	ThO_2	Rb_2O	SrO	Nb_2O_5	ZrO_2
Содержание %	0,005	0,044	0,031	0,444	0,027	0,128

Примечание. Анализы выполнены в Центральной лаборатории ПГО «Красноярскгеология» по материалам авторов.

сива. По разрезу в скважине они нигде не пересекаются другими породами. Как считает Г. И. Туговик, формирование таких сооружений происходит в заключительный этап становления интрузий, когда в зоны малых глубин проникают поздние магмы, обогащенные щелочами, летучими веществами и рудными компонентами [9]. О наличии летучих веществ при формировании брекчий может свидетельствовать повышенное содержание флюорита.

Таким образом, по изложенным выше результатам факторного анализа редкоземельная, редкометальная и фосфорная минерализации пород массива генетически связаны главным образом с щелочными и нефелиновыми сиенитами, внедрение которых сопровождалось интенсивной переработкой высокотемпературными щелочными растворами пород первой фазы становления Кийского щелочного массива — ийолит-мельтейгит-якупирангитов. Щелочные растворы характеризовались широким фронтом воздействия, в результате чего среди ийолит-мельтейгитов возникали мощные зоны метасоматических и карбонатитовых пород, а сами ийолит-мельтейгиты интенсивно перекристаллизовывались с образованием в них бластовых и метасоматических структур. По результатам распознавания выявляется довольно высокая перспективность на редкоземельное и редкометальное оруденение эруптивных брекчий массива. Можно предполагать, что эруптивные брекчии формировались в заключительный этап становления массива из поздней магмы, обогащенной летучими и рудными компонентами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андерсон Т. Введение в многомерный статистический анализ. М., 1963. 79 с.

2. Белов В. П. Геология и петрология Кийского щелочного комплекса (Енисейский кряж): Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1970. 19 с.

3. Иберла К. Факторный анализ. М.: Статистика, 1980. 357 с.

4. Коляго Е. К., Кухаренко О. А. О возрасте Кийского щелочного массива (Енисейский кряж) по данным сравнительной дисперсии двупреломления//Петрология и полезные ископаемые Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1984. С. 21—24.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

5. Коляго Е. К. Некоторые особенности геологического строения Кийского щелочного массива (Енисейский кряж)//Петрология, рудоносность и корреляция магматических и метаморфических образований, флюидный режим эндогенных процессов: Тез. докл. к IV Восточно-Сибирскому региональному петрографическому совещанию. Иркутск, 1985. С. 30—31.

6. Коляго Е. К. Формация центральных интрузий щелочных, ультраосновных пород и карбонатитов Енисейского кряжа//Происхождение и эволюция магматических формаций в истории Земли: Тез. докл. VII Всесоюз. петрографического совещания. Ч. II. Новосибирск, 1986. С. 166—167.

7. Корнев Т. Я. Эволюция магматизма и оруденения во времени. М.: Недра, 1986. 124 с.

8. Корнев Т. Я., Даценко В. М., Бозин А. В. Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. М.: Недра, 1974. 131 с.

9. Туговик Г. И. Эксплозии и рудный процесс. М.: Недра, 1974. 206 с.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ СРЕДНЕКЕМБРИЙСКОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

В. Л. НЕКИПЕЛЫЙ, С. А. НЕКИПЕЛАЯ

Среднекембрийская вулканогенная формация, выделяемая в берикульскую свиту, широко распространена в северной части Кузнецкого Алатау. К настоящему времени достаточно полно изучены петрография и петрохимия вулканитов формации [2, 3] и недостаточно — геохимия. Данное сообщение имеет целью в какой-то мере восполнить указанный пробел.

Для определения геохимических особенностей вулканитов было отобрано более 700 проб весом 100—300 г и проведен полуколичественный спектральный анализ. Чувствительность анализа составляла (в процентах): бериллий и галлий — 0,0002; никель, кобальт и медь — 0,0005; титан, хром, ванадий, цирконий и марганец — 0,001; цинк и иттрий — 0,002; барий и стронций — 0,01; фосфор — 0,02. По отдельным площадям распространения пород формации составлены выборки, которые обработаны методами математической статистики: проведено определение статистических оценок параметров распределения содержаний элементов (табл. 1) и сравнение средних по t-критерию Стьюдента для разграничения объектов (табл. 2) [7]. После вычисления значений t-критерия для каждой пары выборок определялось количество элементов, содержания которых значимо отличаются в сравниваемых выборках. Определения проводились как для всех участвующих в вычислениях элементов, так и отдельно для группы сидерофильных элементов (титан, хром, ванадий, никель, кобальт). Последнее обусловлено тем, что они по различным геохимическим классификациям относятся к элементам, наиболее характерным для основных пород, и, следовательно, должны наиболее полно характеризовать их геохимические особенности. Для выявления статистических различий в совокупности из всех элементов использовалась таблица доверительных пределов параметра биномиального распределения [4]. Для группы сидерофильных элементов условно примем, что выборки не отличаются при отсутствии значимых различий в содержании элементов; мало отличаются при наличии значимых различий в содержаниях одного элемента; характер соотношения между выборками не ясен при наличии значимых различий в содержаниях двух или трех элементов; существенно отличаются при наличии значимых различий в содержаниях четырех элементов и полностью отличаются, если значимые различия установлены в содержаниях всех сидерофильных элементов. Все статистические расчеты проведены при 5% уровне значимости.

Геологический материал излагается по результатам крупномасштабных геолого-съемочных работ и работ по геологическому доизучению, проведенных при участии авторов. Привлечены также материалы геолого-съемочных и тематических работ, выполненных Л. В. Алабиным, О. И. Никоновым, А. Е. Курмеем, П. А. Пономаревым.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Таблица 1

Геохимические статистики вулканитов берикульской свиты

Элемент	1		2		3		4	
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
Ti	0,74	0,20	0,96	0,78	0,86	0,20	0,82	0,18
Cr	0,013	0,01	0,0059	0,016	0,0039	0,005	0,011	0,013
V	0,011	0,004	0,0093	0,0071	0,013	0,0084	0,011	0,0032
Ni	0,0048	0,003	0,004	0,0061	0,0025	0,003	0,0033	0,0046
Co	0,003	0,0015	0,0033	0,0031	0,0025	0,0026	н.о.	н.о.
Cu	0,0058	0,006	0,0025	0,005	0,0031	0,0032	0,0027	0,0017
Zn	0,013	0,01	0,0044	0,0045	0,0045	0,0082	н.о.	н.о.
Be	0,0002	0,0001	0,00018	0,00008	0,00013	0,00007	0,00029	0,00014
Zr	0,017	0,01	0,016	0,016	0,012	0,009	0,017	0,0082
Y	0,003	0,0007	0,0014	0,0007	0,003	0,002	0,0069	0,0046
Ga	0,0009	0,0003	0,00063	0,00034	0,00069	0,00027	0,00052	0,00016
Ba	0,056	0,02	0,066	0,62	0,014	0,014	0,044	0,015
Sr	0,021	0,006	0,024	0,026	0,012	0,0081	0,021	0,01
Mn	0,14	0,06	0,1	0,042	0,11	0,079	0,063	0,021
P	0,06	0,03	0,17	0,21	0,082	0,068	0,15	0,11

Продолжение табл. 1

Элемент	5		6		7		8	
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
Ti	0,99	0,38	0,98	0,39	0,81	0,47	0,88	0,37
Cr	0,013	0,024	0,008	0,011	0,0021	0,0049	0,011	0,024
V	0,011	0,0049	0,0094	0,0033	0,006	0,0054	0,012	0,016
Ni	0,0049	0,0049	0,0029	0,0021	0,0017	0,0028	0,0044	0,0073
Co	0,0036	0,0014	0,003	0,0011	0,0023	0,0037	0,0029	0,001
Cu	0,0048	0,0043	0,0031	0,0021	0,003	0,0054	0,0043	0,013
Zn	0,011	0,016	0,0079	0,0045	0,013	0,018	0,01	0,0037
Be	0,00012	0,00005	0,00018	0,00007	0,00018	0,00013	0,00027	0,00022
Zr	0,014	0,0075	0,015	0,0094	0,021	0,028	0,012	0,0094
Y	0,0038	0,0014	0,0032	0,0012	0,003	0,0012	н.о	н.о
Ga	0,00057	0,00014	0,00046	0,00013	0,00087	0,00056	0,00048	0,0001
Ba	0,059	0,021	0,049	0,022	0,067	0,067	0,069	0,08
Sr	0,023	0,0073	0,028	0,0073	0,022	0,016	0,021	0,022
Mn	0,078	0,029	0,072	0,014	0,12	0,095	0,067	0,1
P	0,057	0,035	0,043	0,052	0,076	0,13	0,12	0.15

Продолжение табл. 1

Элемент	9		10		11		12	
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
Ti	0,87	0,3	0,82	0,4	0,78	0,54	0,51	0,31
Cr	0,006	0,014	0,0023	0,0061	0,0037	0,011	0,0044	0,0054
V	0,01	0,015	0,012	0,0066	0,0095	0,0062	0,0077	0,0027
Ni	0,0046	0,013	0,0014	0,0028	0,0016	0,0021	0,0023	0,0028
Co	0,0027	0,0036	0,0021	0,0014	0,003	0,0023	0,0025	0,0033
Cu	0,0065	0,013	0,0034	0,0039	0,0029	0,0048	0,0036	0,0034
Zn	0,01	0,0059	0,012	0,0074	0,007	0,0045	0,0061	0,0074
Be	0,00021	0,00019	0,00019	0,00018	0,00011	0,0001	0,00008	0,00004
Zr	0,018	0,021	0,019	0,013	0,0081	0,013	0,0069	0,0062
Y	0,002	0,002	0,0027	0,0019	0,0022	0,0017	0,0022	0,0018
Ga	0,00042	0,00024	0,00053	0,00011	0,0005	0,00019	0,00069	0,00027
Ba	0,073	0,026	0,056	0,065	0,054	0,053	0,034	0,037
Sr	0,013	0,018	0,029	0,018	0,022	0,016	0,017	0,014
Mn	0,078	0,021	0,097	0,044	0,076	0,023	0,078	0,037
P	0,22	0,28	0,22	0,18	0,034	0,042	0,036	0,03

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Продолжение табл. 1

Элемент	13		14		15	
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
Ti	1,18	1,09	1,36	0,7	0,92	1,02
Cr	0,0026	0,0032	0,0069	0,013	0,0033	0,0093
V	0,0074	0,0058	0,003	0,0049	0,0088	0,0083
Ni	0,0012	0,0011	0,0056	0,0083	0,0015	0,002
Co	0,0027	0,0031	0,0042	0,0034	0,0029	0,0032
Cu	0,002	0,002	0,011	0,0092	0,0026	0,0045
Zn	0,0061	0,0061	0,0099	0,0071	0,0066	0,0067
Be	0,00016	0,00009	0,00014	0,00017	0,00013	0,00013
Zr	0,014	0,015	0,011	0,018	0,01	0,016
Y	0,0017	0,0013	0,0025	0,0018	0,002	0,0021
Ga	0,00046	0,00023	0,00052	0,00016	0,00049	0,00038
Ba	0,057	0,071	0,025	0,08	0,055	0,07
Sr	0,02	0,0081	0,012	0,014	0,021	0,02
Mn	0,07	0,022	0,078	0,029	0,074	0,055
P	0,036	0,026	0,13	0,12	0,035	0,044

Продолжение табл. 1

Элемент	16		17	
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
Ti	0,92	0,7	0,86	0,95
Cr	0,0091	0,01	0,0027	0,0078
V	0,01	0,008	0,011	0,01
Ni	0,003	0,004	0,0014	0,0036
Co	н.о.	н.о.	0,0025	0,0029
Cu	0,003	0,0027	0,003	0,0047
Zn	н.о.	н.о.	0,0096	0,01
Be	0,00022	0,00011	0,00016	0,0002
Zr	0,016	0,014	0,015	0,017
Y	0,0046	0,0047	0,0024	0,0025
Ga	0,00048	0,00036	0,00051	0,0004
Ba	0,047	0,037	0,056	0,077
Sr	0,022	0,017	0,025	0,025
Mn	0,069	0,05	0,087	0,078
P	0,083	0,11	0,14	0,17

Примечание. 1—3 — Алатагская брахисинклиналь (1 — базальтовые и андезито-базальтовые порфириты, хр. Алатаг, n=30; 2 — роговики и ороговикованные порфириты, район г. Пестрой, n=30; 3 — базальтовые и андезито-базальтовые порфириты, левобережье р. Кундусуюл, n=24); 4 — роговики и ороговикованные порфириты, р. М. Тулуюл, n=19; 5—7,10 — Петропавловская брахисинклиналь (5 — базальтовые и андезито-базальтовые порфириты, р. Б. Тулуюл ниже устья р. Николки, n=81; 6 — базальтовые и андезито-базальтовые порфириты. р. Б. Тулуюл выше устья р. Николки, n=32; 7 — роговики и ороговикованные порфириты, р. Б. Тулуюл выше устья р. Николки, n=34; 10 — базальтовые и андезито-базальтовые порфириты, район г. Шалбак-Безик, n=41); 8 — базальтовые и андезито-базальтовые порфириты. р. Дмитриевка, n=14; 9 — туфы базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов, р. Дмитриевка, n=10; 11—13 — Яковлевская брахисинклиналь (11 — базальтовые и андезито-базальтовые порфириты, р. Яковлевка и руч. Дмитриевский, n=21; 12 — туфы базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов, р. Яковлевка и руч. Дмитриевский, n=24; 13 — роговики и ороговикованные порфириты, правобережье р. Урюп, n=11); 14 — северная часть Воскресенской брахисинклинали — базальтовые и андезито-базальтовые порфириты, n=32; 15 — объединенные выборки 11 и 13, n=32; 16 — объединенные выборки 4 и 6, n=51; 17 — объединенные выборки 10 и 15, n=73.

В пределах исследованной площади вулканитами среднекембрийской формации сложено несколько структур, представляющих собой брахисинклинали с пологим падением крыльев. На нижележащих образованиях породы берикульской, а также подстилающей их в некоторых участках полтавской свиты лежат с угловым несогласием. В составе вулканогенной формации преобладают эффузивы и туфы базальтоид-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

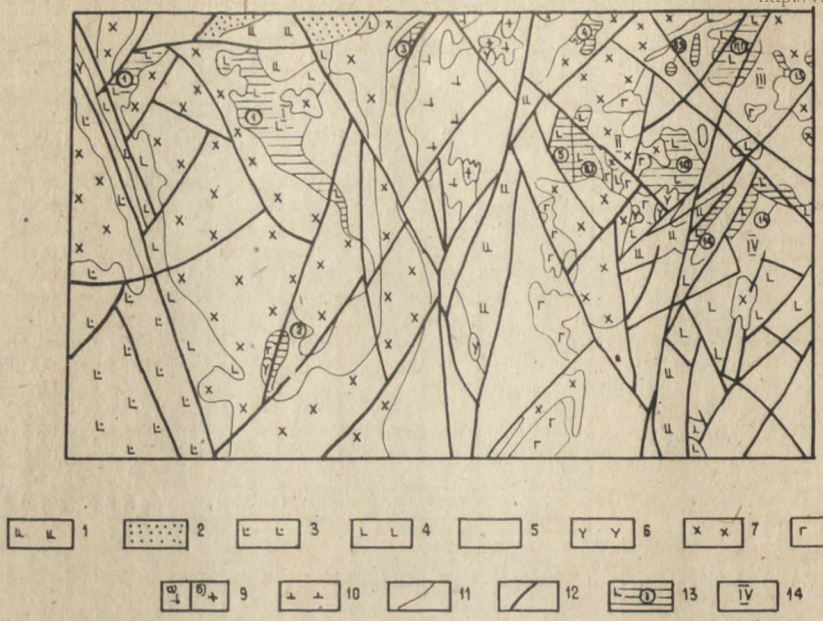


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Мариинской тайги (составлена на основании материалов В. С. Куртигешева и В. С. Дубского с использованием материалов П. А. Пономарева, А. Д. Минина, Л. В. Алабина, А. Е. Курмея); *1* — вулканиты палатнинской свиты нижнего-среднего девона; *2* — терригенные породы красногорской свиты нижнего девона; *3* — терригенные и вулканогенные породы нижнего ордовика; 4 — вулканогенные породы берикульской свиты кембрия; *5* — карбонатные, терригенные и вулканогенные породы рифея-венда-нижнего кембрия; *6* — сиениты, щелочные сиениты, нефелиновые сиениты, раннего-среднего девона; *7* — диориты, монцодиориты, сиениты, гранодиориты позднего кембрия-раннего ордовика (мартайгинский комплекс) и ордовика-силура (ольгинский комплекс); *8* — габбро среднего кембрия; *9* — габбро-диабазы, габбро, диориты (*а*) и плагиограниты (*б*) раннего кембрия; *10* — перидотиты, серпентиниты раннего кембрия; *11* — стратиграфические и интрузивные границы; *12* — разрывные нарушения; *13* — площади вулканитов берикульской свиты, охарактеризованные геохимическими выборками (цифра—номер выборки); *14* — вулканогенные структуры (брахисинклинали): I — Алатагская (выборки 1—3); II — Петропавловская (выборки 5—7, 10); III — Яковлевская (выборки 8, 9, 11—13); IV — Воскресенская (выборка 14)

ной породной группы, в подчиненном количестве отмечаются вулканиты кислой и щелочно-салической групп и вулканогенно-осадочные породы [2]. Соотношение эффузивных и пирокластических образований неодинаково для различных вулканогенных структур, а также невыдержано в пределах одной структуры — довольно часты их фациальные переходы. В целом следует отметить преобладание в составе формации эффузивов базальтоидного состава. Зачастую в пределах полей распространения пород формации размещаются гранитоидные массивы мартайгинского комплекса, вблизи которых вулканиты ороговикованы и диоритизированы [6]. По пространственному положению в пределах района выделяются две крупные площади развития среднекембрийской вулканогенной формации — западная (включает Алатагскую брахисинклиналь) и восточная (включает Петропавловскую, Яковлевскую и северную часть Воскресенской брахисинклинали) (рис. 1).

Нами изучены преимущественно геохимические особенности эффузивных пород базальтоидного состава вследствие их повсеместного распространения во всех структурах и резкого преобладания в количественном отношении. Проведено изучение геохимических особенностей базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов в пределах восточной пло-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

щади, сопоставление эффузивов Алатагской и Петропавловской брахисинклиналей и сопоставление пирокластических и эффузивных пород в пределах Яковлевской брахисинклинали.

По результатам сопоставления выделены группы выборок, не отличающихся или мало отличающихся по своим геохимическим особенностям (рис. 2). Для совокупности из всех анализировавшихся элементов

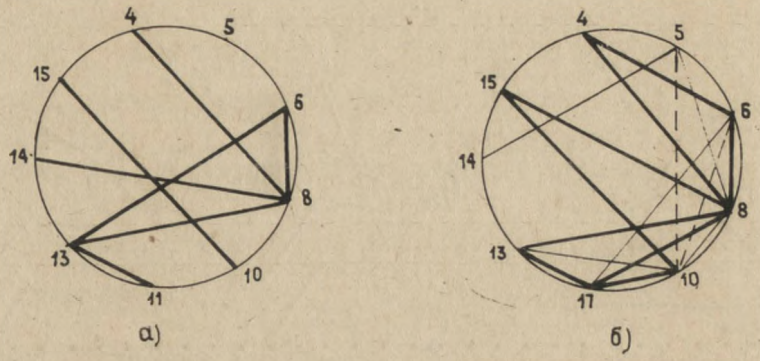


Рис. 2. Сравнение выборок по t-критерию Стьюдента: *а* — все элементы; *б* — сидерофильные элементы. —— отличия отсутствуют; —— слабые отличия; — — — — — отличия существенные

отсутствие значимых различий установлено в группе выборок 6—8—13 и в парах 4—8, 8—14, 11—13. При учете лишь сидерофильных элементов значимые различия отсутствуют в группах 4—6—8 и 8—11—13, а также в паре 10—11. С меньшей степенью достоверности выделяются группы 8—10—11—13 и 6—8—11. Отсутствие различий в группе выборок 8—11—13 может быть объяснено их пространственной близостью и, следовательно, близким составом характеризуемых этими выборками пород. С геологических позиций более интересна идентичность пар выборок 4—6, 6—8 и 10—11. Выборки 4, 8 и 11 принадлежат к северной части восточной площади, а 6 и 10 — к южной. Пространственная разобщенность их значительна, и к тому же они относятся к различным вулканогенным структурам. Все группы выборок, близкие по геохимическим свойствам, расположены в осевой части площади, а у выборок из фланговых частей (5 и 14) эти свойства несколько иные, причем между собой эти выборки в группе сидерофильных элементов имеют значимые различия лишь в содержании титана. Таким образом, по геохимическим материалам в пределах восточной площади можно наметить определенную зональность в составе базальтоидов с субмеридиональной ориентировкой зон. При этом имеем два поперечных (субширотных) пересечения площади — северное (выборки 4—8—11—13) и южное (выборки 5—6—10—14). В северном пересечении имеем эффузивы, близкие по геохимическим особенностям к центральной части южного пересечения (выборки 6 и 10). Графики изменения содержаний элементов в обоих пересечениях представлены на рис. 3. Для ряда элементов — хром, никель, кобальт, бериллий, иттрий и барий — тенденция в изменении содержаний элементов для северного пересечения аналогична таковой для центральной части южного пересечения, для других элементов — цинка, марганца и фосфора — тенденция противоположная.

Геохимическая зональность вулканитов в пределах восточной площади характеризуется наличием четырех зон — с запада на восток: западная (определяется выборкой 5), центральная западная (выборка 16, представляющая собой объединенные выборки 4 и 6), центральная восточная (выборка 17, объединяющая выборки 10 и 15) и восточная (выборка 14). Характер изменения содержаний элементов в поперечном

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

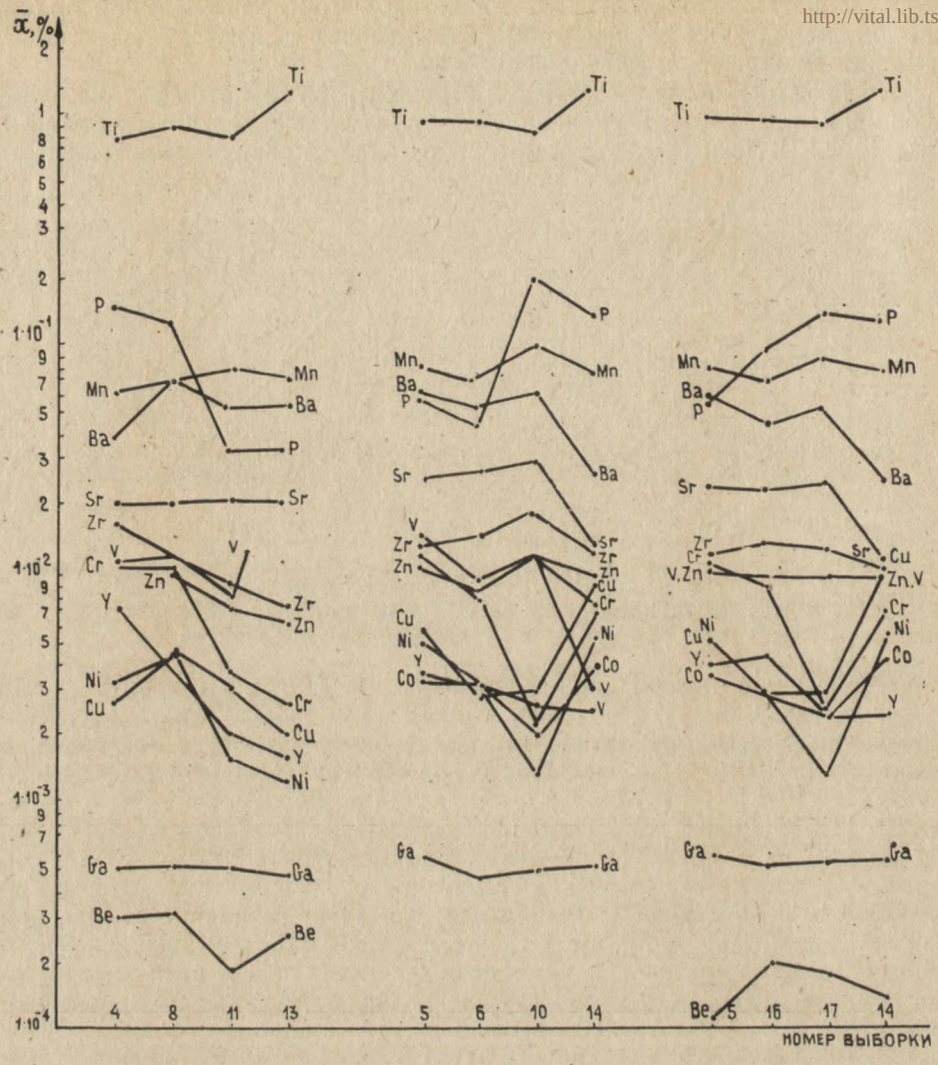


Рис. 3. Содержание элементов-примесей в вулканитах среднекембрийской формации в пределах восточной площади

разрезе через восточную площадь показан на рис. 3. В центральных зонах по сравнению с фланговыми меньше количество титана, хрома, никеля, кобальта и меди, больше — циркония и бериллия. Выявленные тенденции в изменении содержаний элементов при переходе от фланговых зон к центральным полностью совпадают с характером изменения кларков этих элементов при переходе от основных к средним породам [5]. Следовательно, на основании выше изложенного можно сделать вывод о наличии в пределах восточной площади распространения вулканитов среднекембрийской формации зональности, выражающейся в менее основном характере эффузивных пород в центральной части площади, чем во фланговых частях. Безусловно, возможно и иное объяснение установленной геохимической неоднородности вулканитов, в частности, не исключена их разновозрастность.

Для выявления геохимических различий между базальтоидами Алатагской и Петропавловской брахисинклиналей проведено сравнение по t-критерию Стьюдента 1 и 10 выборок (табл. 2). В результате установлены значимые различия средних содержаний для шести из пятнад-

Таблица 2

Сопоставление геохимических выборок по t-критерию Стьюдента

		ВЫБОРКИ											
		4—5	4—6	4—8	4—10	4—11	4—13	4—14	4—15	5—6	5—8	5—10	5—11
Элементы	Ti	2,88	1,99	0,56	0,00	0,32	1,09	4,14	0,54	0,12	1,02	2,25	1,68
	Cr	0,50	0,84	0,00	2,78	2,92	2,68	1,09	2,26	1,51	0,29	3,78	2,59
	V	0,00	1,71	0,23	0,79	3,61	1,90	1,76	1,34	2,00	0,23	0,86	1,03
	Ni	1,35	0,36	0,50	1,66	1,48	1,90	1,27	1,62	3,04	0,25	5,01	4,64
	Co	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	2,41	2,26	5,59	1,14
	Cu	3,40	0,74	0,46	0,97	0,18	0,73	4,96	0,11	2,81	0,14	1,81	1,65
	Zn	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1,59	0,49	0,47	1,97
	Be	5,22	3,20	0,30	2,34	4,90	3,05	3,41	4,05	4,42	2,54	2,44	0,44
	Zr	1,46	0,80	1,59	0,72	2,61	0,61	1,62	2,06	0,54	0,76	2,28	2,00
	Y	2,91	3,44	н.о.	3,92	4,29	4,62	3,99	4,38	2,28	н.о.	3,28	3,98
	Ga	1,25	1,36	0,85	0,74	0,36	0,76	0,00	0,39	3,96	2,71	1,73	1,58
	Ba	2,11	0,96	1,15	1,12	2,75	0,60	1,31	0,86	2,20	0,46	0,29	0,42
	Sr	0,82	0,76	0,00	2,20	0,24	0,28	2,67	0,00	0,00	0,34	2,05	0,28
	Mn	2,59	1,66	0,15	4,05	1,86	0,85	2,13	1,01	1,48	0,41	2,50	0,34
	P	3,64	3,98	0,63	1,85	4,32	4,31	0,61	4,35	1,40	1,56	5,74	2,31
Критические значения t-критерия		1,98	2,01	2,04	2,00	0,02	2,05	2,01	2,01	1,98	1,98	1,98	1,98
Количество различающихся элементов		7	3	0	5	6	4	6	5	8	3	10	5
Вывод о различиях		н.у.	н.у.	нет	н.у.	н.у.	н.у.	н.у.	н.у.	н.у.	н.у.	н.у.	н.у.
Количество различающихся сидерофильных элементов		7	0	0	1	2	1	1	1	3	1	4	2

Digital Library (repository) of Tomsk State University http://vital.lib.tsu.ru

Продолжение табл. 2

		ВЫБОРКИ											
		5—13	5—14	5—15	6—8	6—10	6—11	6—13	6—14	6—15	8—10	8—11	8—13
Элементы	Ti	0,57	2,83	0,38	0,83	1,72	1,46	0,60	2,68	0,31	0,51	0,65	0,87
	Cr	3,67	1,73	3,10	0,45	2,63	1,39	2,49	0,37	1,85	1,34	1,07	1,30
	V	1,97	1,95	1,41	0,60	2,20	0,07	1,08	3,45	0,38	0,00	0,56	1,00
	Ni	5,80	0,45	5,24	0,76	2,62	2,20	3,41	1,78	2,73	1,50	1,40	1,62
	Co	0,95	1,33	1,19	0,30	3,08	0,00	0,31	2,57	0,17	2,32	0,18	0,21
	Cu	2,81	3,66	2,37	0,34	0,42	0,18	1,16	4,74	0,57	0,26	0,39	0,64
	Zn	1,92	0,51	2,06	1,65	2,92	0,71	0,90	1,35	0,91	1,31	2,15	1,87
	Be	1,40	0,54	0,42	1,50	0,33	2,79	0,65	1,32	1,92	1,23	2,55	1,69
	Zr	0,00	0,91	1,36	1,00	1,52	2,10	0,21	1,11	1,52	2,17	1,03	0,39
	Y	4,98	3,67	4,47	н.о.	1,37	2,34	3,37	1,83	2,81	н.о.	н.о.	н.о.
	Ga	1,55	1,55	1,16	0,54	2,44	0,84	0,00	1,65	0,43	1,47	0,39	0,27
	Ba	0,09	2,37	0,32	0,92	0,64	0,57	0,37	1,64	0,46	0,55	0,62	0,40
	Sr	1,05	4,22	0,55	0,33	1,94	0,27	0,99	3,94	0,53	1,23	0,15	0,15
	Mn	1,08	0,00	0,39	0,19	3,42	0,71	0,28	1,05	0,20	1,09	0,33	0,11
	P	2,40	3,38	2,53	1,87	5,98	0,69	1,16	3,76	0,66	2,04	2,09	2,06
Критические значения t-критерия		1,99	1,98	1,98	2,02	1,99	2,01	2,02	2,00	2,00	2,00	2,03	2,07
Количество различающихся элементов		5	6	6	0	8	4	3	6	2	3	3	0
Вывод о различиях		н.у.	н.у.	н.у.	нет	н.у.	н.у.	нет	н.у.	нет	н.у.	н.у.	нет
Количество различающихся сидерофильных элементов		2	1	2	0	4	1	2	3	1	1	0	0

Digital Library (repository) of Tomsk State University http://vital.lib.tsu.ru

Продолжение табл. 2

	ВЫБОРКИ												
	8—14	8—15	10—11	10—13	10—14	10—15	11—13	11—14	13—14	14—15	1—10	8—9	11—12
Элементы													
Ti	5,55	0,19	0,30	1,08	3,90	0,52	1,15	3,39	0,51	2,01	0,08	0,07	1,98
Cr	0,60	1,16	0,54	0,22	1,85	0,53	0,43	1,19	1,73	1,27	4,41	0,64	0,26
V	0,23	0,71	1,47	2,27	0,74	1,78	0,95	2,18	2,87	2,46	0,60	0,31	1,23
Ni	0,49	1,46	0,32	0,36	2,74	0,18	0,71	2,60	2,93	2,72	3,93	0,04	1,91
Co	2,59	0,00	1,64	0,63	4,40	1,32	0,28	1,83	1,46	1,84	2,08	0,17	0,59
Cu	1,75	0,48	0,41	1,31	4,38	0,80	0,66	4,19	4,87	4,64	1,61	0,40	0,56
Zn	0,06	2,87	3,30	2,72	1,23	3,26	0,43	1,82	1,71	1,91	0,38	0,00	0,40
Be	1,97	2,22	2,25	0,76	1,22	1,65	1,41	0,81	0,49	0,26	0,26	0,71	1,11
Zr	0,25	0,53	3,12	1,01	2,12	2,58	1,11	0,68	0,54	0,23	0,57	0,84	0,39
Y	н.о.	н.о.	1,05	2,03	0,46	1,47	0,93	0,61	1,58	1,02	0,68	н.о.	0,00
Ga	0,98	0,14	0,68	0,98	0,30	0,58	0,50	0,40	0,80	0,41	5,69	0,73	2,84
Ba	1,72	0,57	0,13	0,04	1,78	0,06	0,12	1,59	1,25	1,60	0,00	0,17	1,45
Sr	1,41	0,00	1,56	2,29	4,54	1,77	0,45	2,34	2,17	2,09	1,94	0,97	1,11
Mn	0,40	0,29	2,47	2,83	2,22	1,93	0,72	0,28	0,95	0,36	2,76	0,40	0,22
P	0,22	2,08	6,29	6,30	2,56	6,34	0,17	4,15	4,16	4,20	4,02	1,02	0,18
Критические значения t-критерия	2,02	2,02	2,00	2,01	1,99	1,99	2,04	2,01	2,02	2,00	2,07	2,02	1,99
Количество различающихся элементов	2	3	5	6	8	3	0	6	5	6	6	0	1
Вывод о различиях	нет	н.у.	н.у.	н.у.	н.у.	нет	н.у.	н.у.	н.у.	н.у.	н.у.	нет	нет
Количество различающихся сидерофильных элементов	2	0	0	1	3	0	0	3	2	3	3	0	0

Примечание: н о. — не определялось; н. у. — различия нельзя считать установленными; нет — выборки не отличаются.

Digital Library (repository) of Tomsk State University http://vital.lib.tsu.ru

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

цати элементов, в том числе в группе сидерофильных — для трех из пяти. Таким образом, можно констатировать наличие определенных различий в геохимических особенностях двух сравниваемых совокупностей. Для эффузивов Алатагской брахисинклинали по сравнению с эффузивами центральной части Петропавловской устанавливаются более высокие содержания хрома, никеля, кобальта, марганца, галлия и более низкие — фосфора. Эти особенности позволяют предполагать более основной характер эффузивов Алатагской брахисинклинали. Подобный вывод подтверждается имеющимся петрохимическим материалом — средний состав эффузивов первой из вулканогенных структур относится к лейкобазальтам, а второй — к андезито-базальтам.

Для выявления отличий в содержаниях элементов в эффузивных и ассоциирующих с ними пирокластических породах проведено сравнение по t-критерию Стьюдента выборок из туфов и эффузивов Яковлевской структуры (см. табл. 2, пары выборок 8—9 и 11—12). Значимые различия средних содержаний установлены лишь для галлия во второй паре, т. е. можно констатировать отсутствие геохимических различий между эффузивными и пирокластическими частями формации.

Для выявления потенциальной рудоносности вулканитов среднекембрийской формации проведен анализ распределения эндогенных геохимических аномалий в пределах площадей ее распространения. Наличие геохимических аномалий допускает возможность появления локальных рудных концентраций элементов. Химические элементы, образующие аномалии в пределах полей вулканитов, объединяются в три группы — типоморфные для основных и средних пород (никель, хром, ванадий, фосфор, марганец); типоморфные для гидротермального процесса (медь, цинк, барий); типоморфные для щелочных пород (цирконий, бериллий, иттрий).

На рис. 4 отражены тенденции в изменении содержаний элементов (C_x), коэффициентов вариации (S) и доли геохимических аномалий определенного элемента среди совокупности всех аномалий в пределах площади распространения пород формации (A). Положительная корреляция между средними содержаниями элементов в вулканитах и эндогенными геохимическими аномалиями устанавливается для никеля, хрома, ванадия, между коэффициентами вариации и эндогенными аномалиями — для меди, цинка, бария, циркония; не устанавливается корреляция ни с одним из параметров для геохимических аномалий марганца, бериллия, иттрия.

Таким образом, для появления локальных концентраций большинства элементов первой группы основным фактором являются повышенные содержания их в вулканитах. Средние содержания указанных элементов не превышают кларковых для основных и средних пород, поэтому появление рудных концентраций их в связи с породами среднекембрийской формации вряд ли возможно. Для появления локальных концентраций элементов второй и частично третьей групп определяющим фактором является коэффициент вариации, т. е. чем больше интервал разброса содержаний элементов, чем больше их дисперсия, тем больше вероятность появления рудных концентраций. Подобная тенденция (даже при кларковых содержаниях указанных элементов) позволяет прогнозировать появление локальных рудных концентраций в связи с вулканитами. Поэтому можно считать среднекембрийскую вулканогенную формацию потенциально перспективной на колчеданно-полиметаллическое оруденение.

Особый интерес представляет поведение фосфора, так как повышенная фосфатоносность вулканитов отмечалась ранее [1]. Эндогенные геохимические аномалии его не коррелируются ни с коэффициентом вариации, ни со средним содержанием фосфора в вулканитах. Однако в площадях, где отмечаются апатитоносные габброиды среднекембрийского

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

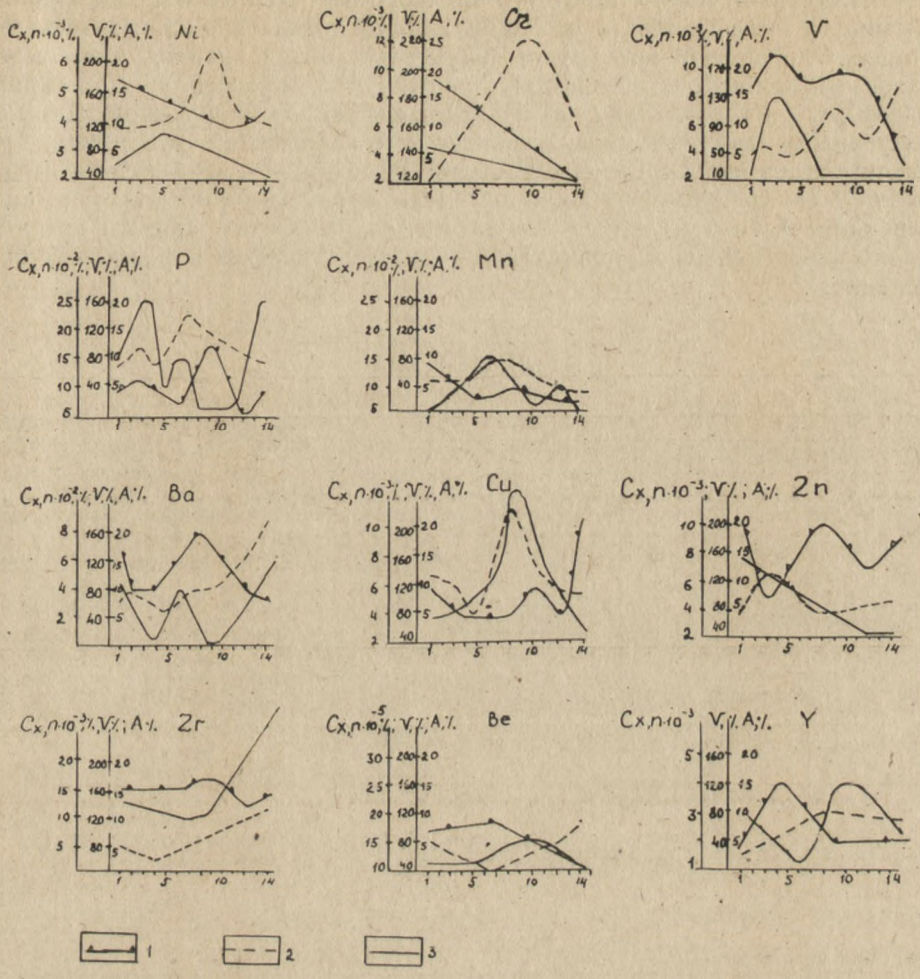


Рис. 4. Графики изменения среднего содержания (*1*), коэффициента вариации (*2*) и относительного количества эндогенных геохимических аномалий (*3*) в вулканитах среднекембрийской формации

возраста (район Петропавловской брахисинклинали), вероятно комагматичные вулканогенной формации, наличие эндогенных геохимических аномалий отчетливо коррелируется с высокими значениями коэффициента вариации фосфора, что может свидетельствовать о возможности появления локальных рудных скоплений апатита в связи с вулканитами формации.

Итак, применение геохимических материалов для изучения вулканитов среднекембрийской формации позволило выявить особенности их состава, не устанавливаемые петрографическими и петрохимическими методами: в первом случае из-за невозможности достаточно детальной микроскопической диагностики вулканитов, а во втором — из-за ограниченного количества химических анализов пород. В пределах восточной площади распространения вулканитов (Яковлевская, северная часть Воскресенской и Петропавловская вулканогенные структуры) по геохимическим материалам установлены зональность, выражающаяся в менее основном характере состава базальтоидов центральных зон площади, чем фланговых, и менее основной характер состава базальтоидов центральной части Петропавловской вулканогенной структуры по сравнению с составом Алатагской. Аналогичный вывод получен по петрохими-

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

ческим данным. Выявлено отсутствие значимых различий в содержаниях элементов в эффузивах и ассоциирующих с ними пирокластических породах. Определены две группы элементов, отличающихся характером связи эндогенных геохимических аномалий с основными параметрами распределения. Аномалии никеля, хрома и ванадия коррелируются с повышенными средними содержаниями этих элементов в вулканитах, меди, цинка, бария, циркония и частично фосфора — с коэффициентом вариации (и дисперсией). Вулканогенная среднекембрийская формация северной части Кузнецкого Алатау по геохимическим данным потенциально перспективна на колчеданно-полиметаллическое и фосфатное оруденение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алабин Л. В. Центральнинский массив Мартайгинского гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алатау)//Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1971. С. 169—214.

2. Белоусов А. Ф., Налетов Б. Ф., Полякова З. Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1974. 211 с.

3. Белоусов А. Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976. 332 с.

4. Белоусов А. Ф., Кривенко А. П., Полякова З. Г. Вулканические формации. Новосибирск: Наука, 1982. 281 с.

5. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1977. 184 с.

6. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау/Ю. А. Кузнецов, В. И. Богнибов, А. Н. Дистанова, Е. С. Сергеева. М.: Наука, 1971. 352 с.

7. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. М.: Недра, 1965. 120 с.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

СОДЕРЖАНИЕ

И. В. Кучеренко. Рудные формации как средство генетических и металлогенических исследований 3

И. А. Вылцан. Геологические формации — основные вещественно структурные единицы тектонического развития стратисферы земной коры . . . 10

Б. М. Тюлюпо. Геохимические условия образования месторождений халькофильных элементов 14

А. И. Летувнинкас, Л. А. Санько. Кристалломорфологическая зональность одного из рудопроявлений золота 28

А. Ф. Коробейников, А. Я. Пшеничкин, В. Г. Ворошилов, С. А. Трубачев. Минералогические и геохимические основы прогнозирования и поисков скрытого золотого оруденения в палеозойских структурах 32

Ю. В. Индукаев. Главные закономерности размещения и формирования вольфрамовых месторождений Алтае-Саянской области 44

Г. Б. Князев, С. В. Гуков. О гетерогенности полей тектонических напряжений Верхнеабаканского железорудного района Западного Саяна . . . 50

А. А. Зубков, Г. Б. Князев. Особенности состава и зональность скарново-рудных тел месторождения Маргоз 56

Ю. В. Уткин, Т. Г. Рогова. Долериты зон девонской активизации западной части Западного Саяна 64

Л. В. Пешехонов, Н. А. Макаренко. Петрохимические особенности долеритов силлового комплекса Шунет-Матаракского района Минусинского прогиба 72

В. Н. Сергеев, К. С. Сагындыков. Текстурные и структурные черты руд железисто-кремнистой формации хребта Джетым-Тоо 80

Е. Я. Горюхин, А. В. Мананков, В. В. Хахлов, В. М. Яковлев. О возможности использования осадочных пород Томской области в производстве стеклокристаллических материалов 92

Л. А. Зырянова, А. Д. Строителев, А. Я. Доронин. Геолого-технологическая классификация и оценка комплексности руд Захаровского месторождения 97

Е. К. Коляго, Н. С. Маковская. Геохимические особенности Кийского щелочного массива (Енисейский кряж) 105

В. Л. Некипелый, С. А. Некипелая. Геохимические особенности и потенциальная рудоносность среднекембрийской вулканогенной формации северной части Кузнецкого Алатау 117

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЖЕЛЕЗА И ЗОЛОТА

ИБ1997

Редактор **Г. Г. Иванова.**
Технический редактор **Г. Н. Гридина.**
Корректор **Л. П. Бородич.**

Сдано в набор 12.03.87 г. Подписано к печати 30.12.88 г. КЗ07089. Формат 70×108$^{1}/_{16}$.
Бумага типографская № 3. Литературная гарнитура. Высокая печать.
Печ. л. 8,5; усл. печ. л. 11,9; уч.-изд. л. 11,7.
Тираж 500 экз., заказ 97. Цена 1 р. 80 к.

Издательство ТГУ, 634029, Томск, ул. Никитина, 4. Тип. «Красноярский рабочий», г. Красноярск, пр. Мира, 91.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

РЕФЕРАТЫ НА ОПУБЛИКОВАННЫЕ СТАТЬИ

УДК 553.2

Кучеренко И. В. **Рудные формации как средство генетических и металлогенических исследований**//Минералогия и геохимия месторождений железа и золота. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1988, с. 3—9.

Обращается внимание на то, что практикуемые в настоящее время приемы формационной типизации месторождений полезных ископаемых не обеспечивают дискретность формационных совокупностей вследствие: 1) тесных взаимопереходов по минеральному составу руд между месторождениями одного и разных металлов; 2) многообразия геологических режимов образования месторождений одних и тех же полезных ископаемых (конвергенции оруденения); 3) трудностей, связанных с доказательством обусловленности рудообразования геологическими процессами. На основе анализа проблемы рудных формаций с методологических позиций в дальнейшей корректировке рудно-формационного метода рекомендуется рассматривать рудную формацию (и производные из нее категории) как: 1) средство генетических и металлогенических исследований; 2) генетико-вещественную категорию; 3) сингенетично оруденелую геологическую формацию; 4) непосредственное основание геолого-генетической классификации рудообразующих процессов. Следующее отсюда содержание рудно-формационных исследований заключается в создании и последовательной корректировке системы типовых рудных формаций и в изучении принадлежности к ним месторождений и проявлений. Выявление геологических условий образования формационных совокупностей, типизация рудоносных площадей по свойственным каждому этапу их развития наборам монометальных субформаций (и геологических типов), поиски общих металлогенических законов составляют содержание металлогенических исследований.

Библ. 27.

УДК 552.5+551.24

Вылцан И. А. **Геологические формации— основные вещественно-структурные единицы тектонического развития стратисферы земной коры**//Минералогия и геохимия месторождений железа и золота. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1988, с. 10—13.

Рассматриваются основные критерии выделения геологических формаций, дается их оценка и значение для обособления геологических тел VI и VII порядков. Отмечается, что учение о геологических формациях, заложенное трудами М. А. Усова, плодотворно работает и в настоящее время.

Библ. 10.

УДК 533.4

Тюлюпо Б. М. **Геохимические условия образования месторождений халькофильных элементов**//Минералогия и геохимия месторождений железа и золота. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1988, с. 14—27.

Геохимические особенности руд определяются свойствами рудообразующего элемента, его положением в периодической системе элементов, составом исходных систем, от которых обособляются металлы, энергетическим состоянием и степенью дифференциации этих систем в момент отделения металлов, физико-химическими и геологическими условиями образования руд. Поэтому выяснение закономерностей локализации месторождений минерального сырья возможно путем анализа не только структурно-геологических условий, но и геохимических особенностей рудообразующих элементов. Для примера приведен обзор опубликованных данных по геохимическим условиям образования месторождений никеля и киновари.

Библ. 37.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

УДК 549.324.31 : 548.54

Летувнинкас А. И., Санько Л. А. **Кристалломорфологическая зональность одного из рудопроявлений золота**//Минералогия и геохимия месторождений железа и золота. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1988, с. 28—31.

Рассмотрена возможность применения кристалломорфологических особенностей пирита и арсенопирита в прикладных целях с учетом геохимических особенностей и минералогической зональности на примере одной из минерализованных даек диабазов Сетте Дабана.

Библ. 5, ил. 1.

УДК 553.411+550.42

Коробейников А. Ф., Пшеничкин А. Я., Ворошилов В. Г., Трубачев С. А. **Минералогические и геохимические основы прогнозирования и поисков скрытого золотого оруденения в палеозойских структурах**//Минералогия и геохимия месторождений железа и золота. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1988, с. 32—43.

Для палеозойских орогенов свойственно проявление разноглубинного метасоматизма и сопровождающего оруденения: малоглубинных пропилитов-кварцитов с золотосульфидным вкрапленным оруденением; среднеглубинных щелочных метасоматитов с золото-редкометальными прожилково-вкрапленными рудами; березитов-лиственитов, гумбеитов с золотокварцевыми штокверковыми, жильными, золото-углеродисто-сульфидными рудами; близповерхностных аргиллизитов с золото-халцедон-кварцевой, золотоантимонитовой ассоциациями. Выявленные при крупномасштабном картировании и обработанные с помощью пространственно-статистического анализа на ЭВМ параметры минералогических, геохимических данных используются для построения моделей их полей и ореолов в зонах метасоматоза. Установленные закономерности используются как показатели критериев и признаков при определении глубины распространения определенного типа оруденения и уровней эрозионного среза отдельных частей рудно-метасоматических колонн. На этих количественных моделях созданы прогнозно-поисковые комплексы для выявления скрытого оруденения в различных структурах земной коры.

Библ. 11, ил. 6.

УДК 553.3/4 : 235.222 : 235.223

Индукаев Ю. В. **Главные закономерности размещения и формирования вольфрамовых месторождений Алтае-Саянской области**//Минералогия и геохимия месторождений железа и золота. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1988, с. 44—49.

В пределах Алтае-Саянской области известны многочисленные месторождения вольфрама, развитые главным образом на территории Горного Алтая и отчасти в пределах каледонид Западного и Восточного Саяна, а также Тувы. Подавляющее их большинство имеет парагенетическую связь с интрузиями гранитоидных ассоциаций как орогенного, так и субплатформенных этапов развития (каледонского, герцинского, киммерийского). Месторождения характеризуются на основе общности геологических и генетических признаков в пределах отдельных рудных формаций. Рассмотрены особенности размещения рудных формаций в региональных геологических структурах, показано своеобразие проявления орогенного и субплатформенного магматизма, влияние складчатых и дизъюнктивных структур на формирование и размещение рудных тел. Уделено внимание особенностям вольфрамовой и висмутовой минерализации.

Библ. 14, табл. 1.

УДК 553.291

Князев Г. Б., Гуков С. В. **О гетерогенности полей тектонических напряжений Верхнеабаканского железорудного района Западного Саяна**//Минералогия и геохимия месторождений железа и золота. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1988, с. 50—55.

По данным большого количества массовых замеров трещиноватости показана неоднородность тектонических напряжений, проявившихся в различных по составу и возрасту породах. В целом для района выделены два основных поля тектонических напряжений сдвигового типа: ортогональное с меридиональной ориентировкой сжимающих напряжений и диагональное с северо-западной ориентировкой осей сжатия. Показана возможная роль этих напряжений в образовании региональных и локальных структур.

Библ. 19, ил. 3.

УДК 553.31

Зубков А. А., Князев Г. Б. **Особенности состава и зональность скарново-рудных тел месторождения Маргоз**//Минералогия и геохимия месторождений железа и золота. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1988, с. 56—63.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

Скарново-магнетитовые рудные залежи месторождения расположены на контакте гранитов и диоритов с кембрийскими известняками и доломитистыми известняками и залегают несогласно с вмещающими породами. Зональность месторождения связана с изменением состава вмещающих карбонатных пород и выражается в изменении состава руд от магнезиальных (с серпентином) на восточном участке до известково-скарновых, богатых гранатом и пироксеном, на центральном и западном участках. Кратко охарактеризованы главные минералы руд, показаны соотношения руд с интрузивными породами.

Библ. 6, ил. 5, табл. 2.

УДК 552.322

Уткин Ю. В., Рогова Т. Г. **Долериты зон девонской активизации западной части Западного Саяна**//Минералогия и геохимия месторождений железа и золота. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1988, с. 64—71.

Впервые дана геолого-петрографическая характеристика даек долеритов района Волковского железорудного месторождения, приведено их подробное петрографическое описание, данные химизма, содержание элементов-примесей в магнетите, сделано определение абсолютного возраста с помощью метода сравнительной дисперсии двупреломления пироксенов. Высказано предположение, что формирование даек долеритов связано с девонской активизацией магматизма в западной части Западного Саяна.

Библ. 11, ил. 2, табл. 3.

УДК 552.313(571.513)

Пешехонов Л. В., Макаренко Н. А. **Петрохимические особенности долеритов силлового комплекса Шунет-Матаракского района Минусинского прогиба**//Минералогия и геохимия месторождений железа и золота. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1988, с. 72—79.

Изучены геолого-петрографические особенности долеритов классического разреза осадочно-вулканогенных отложений быскарской серии нижнего девона. На основании 20 оригинальных химических анализов выявлены главные петрохимические особенности пород силлового комплекса, которые совместно с базальтовыми лавами сформировались из оливин-базальтовой первичной магмы. Сделан вывод о переходном характере вулканизма, сочетающем в себе признаки магматизма межгорных прогибов и платформенных областей.

Библ. 17, ил. 2, табл. 2.

УДК 553.31 : 551 : (235.216)

Сергеев В. Н., Сагандыков К. С. **Текстурные и структурные черты руд железисто-кремнистой формации хребта Джетым-Тоо**//Минералогия и геохимия месторождений железа и золота. Томск: Изд-во Том. ун-та. 1988, с. 80—91.

Впервые исследованы некоторые особенности текстур и структур руд железисто-кремнистой формации Джетым-Тоо, метаморфизованных в фации зеленых сланцев. Показаны эволюционные переходы от почти незатронутых метаморфизмом пород осадочно-эффузивного комплекса до магнетитовых руд, где происходит значительная перестройка текстур и структур слоистых, линзовидно-слоистых пород в полосчатые метаморфогенные разности. Магнетит в форме октаэдрических кристаллов является фациальным минералом, который структурно и пространственно приурочен к различным генерациям и морфологическим видам систем трещинок кливажа и является метасоматическим образованием. Обращено внимание на онтогенический подход и детальное изучение индивидов и агрегатов руд и пород железисто-кремнистых формаций.

Библ. 15, ил. 9.

УДК 551. 1 : 553. 446'412 (571.16)

Горюхин Е. Я., Мананков А. В., Хахлов В. В., Яковлев В. М. **О возможности использования осадочных пород Томской области в производстве стеклокристаллических материалов**//Минералогия и геохимия месторождений железа и золота. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1988, с. 92—96.

В статье дается краткая характеристика химического состава распространенных в Томской области нижнекаменноугольных алеврито-глинистых сланцев и четвертичных кирпичных суглинков. Делается вывод о близости химического состава этих пород и пригодности для производства ситаллов. Ставится вопрос о необходимости детального изучения петрургических свойств четвертичных суглинков в связи с проблемами освоения нефтегазоносных районов Томской области.

Библ. 10, табл. 1.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

УДК 553.43.44

Зырянова Л. А., Строителев А. Д., Доронин А. Я. **Геолого-технологическая классификация и оценка комплексности руд Захаровского месторождения**//Минералогия и геохимия месторождений железа и золота. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1988, с. 97—104.

В статье на основе результатов минералогического картирования рудной зоны, исследования состава руд и технологических испытаний их на обогатимость обосновываются критерии типизации разведанных запасов руд, представленных минеральными ассоциациями различных стадий окисления первично-сульфидного оруденения. Показано, что степень комплексности руд находится в зависимости от интенсивности и масштабов проявления гипергенных преобразований сульфидов в контурах рудных тел.

Ил. 2, табл. 2.

УДК 550. 4 : 519; 553. 493.5/.6

Коляго Е. К., Маковская Н. С. **Геохимические особенности Кийского щелочного массива (Енисейский кряж)**//Минералогия и геохимия месторождений железа и золота. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1988, с. 105—116.

Кийский щелочной массив характеризуется редкоземельной, редкометальной, апатитовой и флогопитовой минерализацией. В статье приводятся результаты статистического изучения геохимических особенностей массива методами факторного анализа и дается оценка его перспективности на ниобиевое и ториевое оруденение с помощью методов распознавания. По результатам факторного анализа редкоземельная, редкометальная и фосфорная минерализация пород массива связана с щелочными и нефелиновыми сиенитами, внедрение которых сопровождалось интенсивной переработкой высокотемпературными щелочными растворами пород первой фазы внедрения — ийолит-мельтейгит-якупирангитов — с образованием в них мощных зон метасоматических и карбонатитовых пород. По результатам распознавания выявляется довольно высокая перспективность на редкоземельное и редкометальное оруденение эруптивных брекчий массива.

Библ. 9, ил. 1, табл. 6.

УДК 550.42

Некипелый В. Л., Некипелая С. А. **Геохимические особенности и потенциальная рудоносность среднекембрийской вулканогенной формации северной части Кузнецкого Алатау**//Минералогия и геохимия месторождений железа и золота. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1988, с. 117—128.

Рассмотрены геохимические особенности вулканогенных пород берикульской свиты среднего кембрия. Показано наличие геохимической зональности от центральных к фланговым зонам. Установлены две группы элементов, отличающихся характером связи эндогенных аномалий с главными параметрами распределения. Сделан вывод о потенциальной перспективности среднекембрийской вулканогенной формации северной части Кузнецкого Алатау на колчеданно-полиметаллическое и фосфатное оруденение.

Библ. 7, ил. 4, табл. 2.

Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru

1 р. 80 к.

1-723-12
Digital Library (repository)
of Tomsk State University
http://vital.lib.tsu.ru
Томский госуниверситет 1878
Научная библиотека 00446161