

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

В ы п у с к 2 4 9

Рассматриваются некоторые новые аспекты электро- и механикофизики эндогенных процессов. Большинство работ посвящено экспериментальному и модельному исследованию ряда явлений, связанных с магматизмом и рудообразованием. Часть статей содержит физический, физико-химический и термодинамический анализ конкретных геологических систем и объектов. Ряд статей петрофизического плана посвящен вопросам элементаризации и разработки методов физической записи геологических объектов эндогенного генезиса.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

# ПРОБЛЕМЫ ФИЗИКИ ПРОЦЕССОВ МАГМАТИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Ответственные редакторы

д-р геол.-минералог. наук проф. Г. Л. Поспелов,  
акад. *В. А. Кузнецов*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск · 1976



*Светлой памяти  
Поспелова Геннадия Львовича  
посвящается*



## НАУЧНЫЕ ИДЕИ Г. Л. ПОСПЕЛОВА, ИХ ПРАКТИЧЕСКОЕ И ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ В ЭНДОГЕННОЙ ГЕОЛОГИИ

Широкому кругу геологов Геннадий Львович Поспелов известен как автор оригинальных работ, содержащих постановку и разработку новых научных проблем в области тектоники, петрологии и теории рудообразования. Он первым высказал идеи о «геотектонической решетке», магматогенной «короне земли», «ареалах магматизма» и структурных ассоциациях интрузивов, обосновал их на конкретных геологических примерах. Много внимания он уделил явлению так называемой порфиризации как процессу особого рода близповерхностной гранитизации и показал общность его для многих рудных районов. Изложенные им в ряде работ положения о морфогенетической зональности интрузивов и «просвечивающих» структурах имеют практическое применение при прогнозной оценке метасоматических рудных месторождений. Оригинальны его исследования по эндогенной геодинамике и физике флюидогенных геологических процессов.

Работы Г. Л. Поспелова, содержащие новые положения о типах и объемной зональности магматических и рудных систем, нашли отражение во многих работах других исследователей. Особый интерес представляют его работы по элементам общности в размещении и структуре нефтяных и гидротермальных рудных месторождений, так же как его экспериментальные открытия новых для геологии явлений бестрецинного жильобразования, хроматического ритмообразования при формировании текстур рудной массы, нетектонического дробления горных пород и диспергитного метасоматоза.

Своими исследованиями Г. Л. Поспелов наметил новые пути в развитии эндогенной геологии, тем самым определив переход от классических описательных методов к системной и модельной характеристике природных процессов с привлечением достижений смежных наук — физики, химии, молекулярной физики, физической химии и др.

Работы Г. Л. Поспелова по физическим и физико-химическим проблемам рудообразования значительно способствовали вовлечению в анализ геологических процессов принципиально новых разделов физики, в том числе молекулярной физики граничных слоев. Эти исследования относятся к тем еще мало разработанным областям геологической науки, которые граничат с химией и физикой.

Научная и педагогическая деятельность Г. Л. Поспелова началась сразу после окончания Томского индустриального (ныне политехнического) института в 1934 г., когда он был принят в аспирантуру к академику М. А. Усову, под руководством которого подготовил и защитил в 1938 г. кандидатскую диссертацию. С 1938 по 1944 г. Г. Л. Поспелов работает доцентом Томского политехнического института, читает лекции по общей геологии, геокартированию и геотектонике.

В 1944 г. он участвует в создании Западно-Сибирского филиала АН СССР в г. Новосибирске, где в Горно-геологическом институте ЗСФ АН СССР организовывает лабораторию структурной и общей геологии, позднее переименованную в лабораторию структур рудных полей, которой и руководит до конца своей жизни.

Для Г. Л. Поспелова не существовало «чистой» науки вне связи ее с практикой. Работая в Томском политехническом институте, он одновременно проводит детальные структурно-генетические исследования в Хакасии (Уленьский редкометалльный рудный район и др.) и Салаире. Их результатом явились открытия ряда редкометалльных промышленных месторождений, новых «слепых» полиметаллических рудных тел и месторождений огнеупорного сырья.

Вместе с сотрудниками своей лаборатории Г. Л. Поспелов принимает участие в пересмотре на основе детальных исследований перспектив железорудной базы Кузнецкого металлургического комбината в период переживаемого ею острого кризиса в подготовке запасов. Разработав новые комплексные поисковые критерии на глубинные руды и составив оригинальные прогнозные карты, он обосновал возможность многократного увеличения добычи руд на основных горнопромышленных объектах КМК (Таштагол, Шерегеш и др.) и дал подтвердившиеся впоследствии прогнозные оценки запасов руд. На основе представленных им материалов был существенно переработан проект Шерегешевского рудника еще в самом начале его строительства.

Многолетние исследования железорудных месторождений Алтае-Саянской области были обобщены в двухтомной монографии, составитель, научный редактор и один из ведущих авторов ее — Г. Л. Поспелов. Эта работа имеет фундаментальный характер, она содержит оригинальные геологические и геолого-экономические сведения, что ставит ее в ряд крупнейших исследований по магматогенным железорудным месторождениям.

В 1963 г. Г. Л. Поспеловым по совокупности опубликованных работ была защищена докторская диссертация, посвященная структурно-генетическим закономерностям формирования и размещения железорудных месторождений Алтае-Саянской области.

С конца 50-х годов Г. Л. Поспелов концентрирует внимание на проблемах физики и физико-химии магматических явлений, а также моделирования некоторых элементов гидротермальных процессов. В эти годы им развиты представления о структурных типах магматического замещения в субэффузивной фации, дана характеристика физико-химических типов магм, с которыми связаны эти явления. Одновременно изучаются явления энергетики магматизма в земной коре.

Наиболее последовательно Г. Л. Поспеловым разработаны вопросы строения динамических рудообразующих флюидных систем, а также механизма переноса в них массы и взаимодействия флюида и твердых фаз в гидротермальной системе. При этом наиболее подробно им были рассмотрены возможные типы элементарных актов взаимодействия флюида и твердых фаз.

Большинство теоретических разработок последнего десятилетия обобщены Г. Л. Поспеловым в монографию «Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза», в которой обосновывается разнообразие и парадоксальность молекулярных и субмолекулярных механизмов метасоматоза и динамика его развития. Эта работа является первым обстоятельным исследованием по данной теме в мировой практике и закладывает основы молекулярно-физического учения о метасоматозе.

Следует отметить также научные обобщения Г. Л. Поспелова по методологическим проблемам геологии с оригинальной разработкой вопросов конвергенции в геологии, места и роли геологии в естествознании, особенностей геолого-физического моделирования и т. д. В этих работах Г. Л. Поспелов раскрывается как философ, великолепно владеющий методом диалектического материализма в геологии.

Широкую популярность приобрел Г. Л. Поспелов как ученый-публицист и популяризатор науки. Многие помнят его яркие выступления по телевидению и радио, в центральной печати по вопросам природопользования, на общественно-политические и научные темы (в «Правде», «Изве-

стиях», «Литературной газете», «Советской культуре», в журналах «Огонек», «Знание — сила», «Наука и жизнь», «Сибирские огни» и др.). Г. Л. Поспелов был талантливым поэтом и очеркистом, являлся членом Союза писателей СССР.

В целом научные работы Г. Л. Поспелова, отличаясь широтой и оригинальностью в постановке актуальных вопросов рудной и магматической геологии, тесной связью с насущными нуждами геологопоисковой практики и первоочередными задачами теории рудообразования на границах геологии и физики, — внесли серьезный вклад в советскую науку, в развитие коммунистического строительства в СССР.

Нами не преследуется цель дать развернутый анализ научного творчества Г. Л. Поспелова — это самостоятельная задача для исследователей истории геологической науки. Покажем лишь сущность и последовательность разработанных им важнейших проблем, их практическое приложенье. В конце статьи приводится библиография опубликованных геологических и научно-публицистических работ Г. Л. Поспелова. К сожалению, большая часть ранних работ по ряду причин была не опубликована, а последние исследования остались незавершенными.

В научном творчестве Г. Л. Поспелова выделяется ряд взаимосвязанных направлений, которые кратко освещены ниже.

### ВОПРОСЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ТЕКТОНИКИ

Становление Г. Л. Поспелова как ученого-исследователя началось с изучения вопросов структурной геологии и геотектоники, к которым он сохранил неизменный интерес на протяжении всей жизни. Еще будучи студентом Томского индустриального института, Г. Л. Поспелов был направлен профессором М. А. Усовым на преддипломную практику в Мартайгу на Центральное золоторудное месторождение. Здесь тонкие и детальные структурные наблюдения в горных выработках позволили ему разобраться в строении золотоносных кварцевых жил и дать практические рекомендации по разведке одного из смещенных сбросов участков продуктивной жилы. Эти исследования утвердили авторитет молодого ученого среди местных геологов и затем послужили основой его дипломной и первой опубликованной научной работы.

Позднее аспирантская работа Геннадия Львовича Поспелова заключалась в тектоническом анализе интрузивных массивов некоторых районов Алтая, Хакасии и Мартайги, щелочных массивов Кольского полуострова, молодых интрузий Кавказа, на которых им были осуществлены детальные съемки и тематические экскурсии. К этой проблеме Г. Л. Поспелов попытался подойти с точки зрения общего взаимодействия процессов, обуславливающих возникновение и развитие интрузивов и тектонических структур.

В работе, посвященной данному вопросу, дан обстоятельный критический обзор, показана несостоятельность механических принципов классификации трещин Г. Клооса, рассматривавшего прототектонику и трещинную тектонику интрузивов как разные виды деформаций и механических реакций на внешние усилия. Г. Л. Поспелов предложил новую теоретическую модель, основанную на анализе прототектоники и трещинной тектоники изверженных тел. Он показал, что прототектоника есть результат и показатель саморазвития интрузивного процесса, одним из важных элементов которого являются внешние механические напряжения, а трещинная тектоника — проявление механической реакции твердого материала на внешние ориентирующие усилия, общие как для интрузива, так и для его самого широкого окружения.

В середине 50-х годов Г. Л. Поспелов вновь обратился к теоретическим исследованиям в структурной геологии. Был выделен характерный

тип региональных структур, названный им «геотектонической решеткой». По существу, эти построения базировались на некоторых принципах механики твердых тел. В частности, для геотектонического анализа Г. Л. Поспелов использовал классификации механических напряжений по типам их уравнивания в макрообъемах. Особое внимание уделялось влиянию «масштабного фактора» на неоднородности развития деформаций. Учитывая данные о механике напряжений в металлических конструкциях, Г. Л. Поспелов высказал предположение о том, что в земных недрах не только на переходе от макро- к микрообъемам, но и в пределах макрообъемов разных масштабов существует связь масштабного фактора и дифференциации напряжений, обусловленная неоднородным характером их уравнивания в разных объемах («интегрально-уравновешенные» и «дифференциально-уравновешенные» напряжения). В связи с этим им выделено два типа геотектонических напряжений: общие геотектонические напряжения, охватывающие всю Землю в целом или отдельные крупные ее объемы, такие, как континентальные массы и океанические впадины или крупные их участки; локальные геотектонические напряжения, охватывающие отдельные участки Земли, в том числе такие, как геосинклинали, платформы и более мелкие геотектонические единицы. Общие и локальные геотектонические напряжения рассматривались как интегрально-уравнивающиеся, создающие системы структур, общие для некоторых крупных объемов и сквозные по отношению к структурам, вызванным дифференциально-уравнивающимися напряжениями.

На примере Алтае-Саянской складчатой области Г. Л. Поспелов показал, что многомасштабный характер проявления присущ не только складкам и дизъюнктивам, обычно подразделяемым на структуры первого, второго и т. д. порядков, но и трещинам отдельности. Последние могут быть обусловлены не только локальными, но и более крупными региональными напряжениями, участвующими в образовании решетчатых трещинных структур, влияющих на размещение интрузивов, разломов и т. п. Г. Л. Поспеловым была впервые высказана мысль о планетарном распространении «геотектонической решетки» как самостоятельного типа структуры земной коры в противовес представлению о «вложенно-сопряженных» структурах, не пересекающихся друг с другом, хотя и обладающих иногда перекрестным простиранием. Причины возникновения подобных структур, по мнению Г. Л. Поспелова, обусловлены механикой концентрации в земной коре тектонических напряжений разных типов, создающихся в ходе ее развития и влияющих на соотношение глыбовых и волновых тектонических движений, на зарождение и становление магматических масс.

Идеи о широком распространении «геотектонической решетки» были использованы Г. Л. Поспеловым при геотектоническом районировании Алтае-Саянской области и разработке принципов составления металлогенических карт. На примере наиболее крупных железорудных районов области (Тельбесский, Кондомский, Тейский, Ирбинский и др.) им показана важная металлогеническая роль перекрестных региональных структур. В пределах железорудных поясов группы железорудных месторождений контролируются глубинными разломами двух типов — виргирующими и дугообразно-изгибающимися, часто следующими по границам различных в геотектоническом отношении районов и пересекающимися сквозными сетчато-трещинными зонами, образующими «геотектоническую решетку». Оба типа глубинных разломов являются двумя различными формами проявления единых разрывных деформаций земной коры: они имеют разный механизм, но связаны с общими тектоническими напряжениями. Установлено при этом, что в отличие от глубинных разломов виргирующего типа, входящих в число основных структур, на базе которых Г. Л. Поспеловым производилось геотектоническое районирование, отдельные зоны, входящие в региональную «геотектоническую решетку»,

пересекают границы элементов геотектонического районирования, имея сквозной по отношению к ним характер и частичную зависимость от них.

Виргирующие глубинные разломы, по его мнению, образуются как следствие ориентационной дифференциации общих тектонических напряжений с выборочным развитием зон максимальных сколовых и разрывных напряжений, формирующих в общем случае структуры глыбово-чешуйчатого типа. Геотектоническая решетка — результат уравнивания общих напряженных состояний земной коры по все более крупным объемам через системы многоплановых перекрестно-линейных деформаций (подобно напряжениям I, II и III родов в теории прочности металлов). По отношению к ним земная кора, несмотря на геологическую анизотропию, ведет себя как относительно изотропная масса, реагирующая на напряженные состояния многоплановыми крупными деформациями. Последние выражаются в виде повсеместной решетки трещин, а в более крупном плане — в виде более крупных пересекающихся трещин и зон повышенной трещиноватости. В еще более крупном плане развиваются структуры, которые Г. Л. Поспеловым были названы «координационными тектоническими зонами» (1957, 1959). Это сквозные зоны концентрации геотектонических напряжений, представляющие собой широкие разломные структуры, глубоко заложенные в кристаллическом фундаменте, которые в ходе длительного развития просекаются вверх во все новые геотектонические этажи, обогащаясь новыми деталями и разрастаясь по простиранию.

В Алтае-Саянской области Г. Л. Поспеловым выделено около двух десятков сквозных координационных геотектонических зон, проходящих сквозь различные по составу и строению геотектонические районы из края в край данной области. Они намечены им по линейным координациям впадин, выступов, крупных флексурных изгибов и ступеней, расположенных на разных геотектонических этажах, линейных структурных ассоциаций интрузивов, по группировкам резко выраженных разломов, объединяющихся в более крупные кулисные и поперечно-лестничные системы, по координациям гравитационных, частью магнитных аномалий и т. д. Протяженность таких зон по простиранию достигает до многих сотен и тысяч километров. Они объединены в две ортогональные системы субмеридионального-субширотного и СЗ-СВ направлений, отвечающие общему плану строения характерных для Алтае-Саяна перекрестных геотектонических структур и играющие крупную металлогеническую роль.

Проблема напряженного состояния земной коры и характер структурной разрядки напряжений нашли свое отражение и в последующих работах Г. Л. Поспелова. Он был активным участником и идейным вдохновителем I (24—25 мая 1967 г.) и II (16—19 июня 1969 г.) семинаров по изменению напряжений в массиве горных пород, организованных по инициативе Института горного дела Сибирского отделения АН СССР. Г. Л. Поспелов предложил отказаться от узкой интерпретации горного давления как сжатия и растяжения, от одностороннего понимания горного давления на основе геостатики. По его мнению, горное давление можно определить как сложно-напряженное состояние земной коры, обусловленное действием внутренних и внешних сил по отношению к горной массе и пространственной дифференциацией в ней напряжений. В связи с этим Г. Л. Поспелов выделил геологическое горное давление, не зависящее от технической деятельности, и техническое горное давление, связанное с динамикой разработки горных масс. При этом он показал, что вопрос о расшифровке горного давления — весьма сложный и не ограничивается лишь выделением горизонтальных и вертикальных тектонических движений, поскольку напряженное состояние является пространственно-дифференцированным, многообъемно-уравновешенным. С глубиной увеличивается число компонент, участвующих в геологическом горном давлении наряду с вы-

равниванием физических свойств горных пород, их монолитизацией. В веществе, находящемся длительное время под высоким давлением, возрастает роль межмолекулярных сил, действующих на очень коротких расстояниях. Тем самым глубинные уровни земной коры, по его мнению, следует рассматривать с позиции молекулярной физики.

Позднее Г. Л. Поспелов расширил и углубил эти представления и показал, что собственно литостатическое давление является как бы баро-градиентным фоном, который в тектонических спокойных областях имеет главенствующее значение. Такую же фоновую роль играют и региональные напряжения ротационного происхождения, связанные с неравномерным вращением Земли и сопровождаемые смещением земной коры по астеносфере. Горное давление является как бы вторичным фоном и дифференцировано, благодаря влиянию более или менее стационарных геологических структур горной массы. На этих двух фонах развиваются динамические компоненты горного давления, вносящие наибольшую пестроту в распределение величин и векторов горного давления, усиливающуюся с глубиной, где динамика воли напряжения проявляется легче и где больше условий для их интерференции, рефракции и преломления.

В серии экспериментальных и теоретических работ Г. Л. Поспелов показал, что самостоятельную структурообразующую роль могут играть и флюидные динамические системы (ФДС). Она заключается в образовании жилообразных, брекчиевидных и других скоплений продуктов реакций вне трещин («бестрещинное жилообразование») и связанными с ним вторичном дроблении и диспергировании монолитных пород. Важным результатом деятельности ФДС является образование новых структурных элементов, в первую очередь геологических тел, зон минерализации, рудных столбов, рудных тел и месторождений. Сюда же относятся и различные формы зональности рудной массы. Г. Л. Поспелов предостерегал геологов от возможного ошибочного выделения «взрывных брекчий», «трещинных тел» и т. п. лишь на основании их «внешнего вида». Зонами тектонических или взрывных брекчий иногда именуется трещиноватые или даже первично-массивные породы, сложено замещенные минеральным веществом в условиях сетчато-блочного метасоматоза при структурном влиянии на его развитие трещин или дифференциальных фронтов диффузии, перепадов концентраций, фазовых границ и т. д. Г. Л. Поспеловым детально разработаны принципы диагностики сложных геологических образований, основанные на воссоздании условий возникновения конечных структур горных пород и руд. Им особо подчеркивался многосложный характер процессов сдвижения, миграции и фиксации вещества, которые в значительной мере являются процессами физико-химическими, поскольку механодинамические процессы, протекающие в ФДС, осложняются сорбцией, полимеризацией, химическими реакциями, фазовыми расслоениями, диспергированием и т. д.

В этом отношении флюидогенные рудные месторождения (особенно гидротермальные) имеют определенные аналогии с нефтяными месторождениями. Элементы геологического подобия последних, по мнению Г. Л. Поспелова, состоят в их вторичной природе по отношению к вмещающим породам и связаны с деятельностью внутрипоровых и внутритрещинных ФДС в размещении нефтяных и рудных месторождений относительно глубинных разломов и магматических тел. Наиболее глубокие физические аналогии подмечены Г. Л. Поспеловым в структурно-литологическом контроле нефтяных и рудных залежей, образующих морфологически сходные, «стратифицированные залежи», жилообразные и лестничные тела, «столбы», в приуроченности их к однотипным «структурным ловушкам» и т. д. Причины этого, по-видимому, состоят в восходящей миграции флюидов, в полужастойном гидродинамическом режиме, характерном для участков формирования нефтяных и многих рудных, особенно метасоматических, залежей. Характерно также образование многоярусных скоп-

лений, цилиндрической, линзо-и конусообразной морфологии внешних контуров нефтяных и рудных залежей. Тем самым, как показано Г. Л. Поспеловым, хотя и существует немало различий в возникновении, поведении, продуктивности и структурообразовании нефте- и рудогенерирующих динамических систем, имеется много качественных аналогий, позволяющих разработать общую классификацию нефте- и рудопродуктивных ФДС на основе принципа физического подобия.

### **ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ**

Кузнецкий металлургический завод возник как звено Урало-Кузнецкого комбината на основе встречных перевозок кузнецкого кокса на Урал и магнитогорской железной руды в Кузнецк. Согласно плану, участие местных железных руд в снабжении завода составляло ничтожно малый процент. Расширение запасов местных руд, несмотря на усиленные поиски и разведку, происходило крайне медленно. Теоретические разработки в этом направлении из-за слабой геологической изученности территории почти не производились. Проблема местной железорудной базы и снабжения железной рудой в связи с начавшейся Великой Отечественной войной приобрела весьма острый характер и продолжала оставаться такой после ее окончания.

Как указывалось, в 1944 г. в Новосибирске был создан Западно-Сибирский филиал АН СССР с горно-геологическим институтом, в котором одной из ведущих была лаборатория структурной и общей геологии, организованная и возглавляемая Г. Л. Поспеловым. С первых же дней существования лаборатории Г. Л. Поспелов с сотрудниками и в содружестве с трестом «Черметразведка» включился в решение железорудной проблемы по увеличению запасов местной железорудной базы.

Первые же структурно-геологические исследования, проведенные в Кондомском железорудном районе Горной Шории, позволили более полно оценить перспективы местных железорудных месторождений и дать конкретные прогнозы по вероятному размещению здесь «слепых» рудных зон и тел, показали целесообразность организации и проведения на известных рудных полях систематических структурно-геологических исследований. Позднее район работ был расширен и охватил все месторождения, эксплуатируемые горным управлением КМК и разведываемые ЗСГУ. Проведенные работы содействовали увеличению объемов глубокого бурения, в результате которого были обнаружены крупные «слепые» рудные тела и рудные участки. Теоретические построения Г. Л. Поспелова и многолетний практический опыт сотрудников лаборатории позволили сделать ряд обобщений, касающихся закономерностей размещения и формирования железорудных месторождений Алтае-Саянской горной области, заключающихся в следующем. Магматогенные железорудные месторождения Алтае-Саяна обусловлены, с одной стороны, локальными, а с другой — региональными связями с тектоникой и магматизмом, причем обе формы связи имеют разную природу. Главнейшие их региональные особенности таковы.

Месторождения генетически связаны с определенными магматическими комплексами (плутоно-вулканическими) и тесно ассоциируются с интрузивами некоторых формационных типов. Но эти связи находятся в зависимости от принадлежности данного железозоного магматизма определенным «ареалам магматизма» (т. е. региональным областям повышенной магматической активности). Они зависят и от того, на какой стадии геотектонического развития находится данный железорудный район. На востоке области, в более древнем палеозойском ареале магматизма, для

которого характерна повышенная роль основных и щелочных интрузивов и эффузивов, железорудопроявления контактово-ореольного, вулканогенно-осадочного и вулканогенно-гидротермального типов обусловлены преимущественно основным и субщелочным магматизмом, а в более молодом палеозойском ареале, охватывающем главным образом Алтай, для которого характерна повышенная по сравнению с востоком роль кислых интрузивов и эффузивов, — кислым магматизмом. С другой стороны, контактово-ореольные месторождения, образующиеся в конце геосинклинального этапа, в обоих случаях ассоциируются в основном с гранитоидными комплексами (например, Тельбесский, Инской железорудные районы), в то время как такие же месторождения, образующиеся на платформенной стадии развития складчатой зоны, связаны преимущественно с габбро-сиенитовыми и габбро-альбититовыми комплексами (например, Копдомский, Тейский, Ирбинский железорудные районы). При этом в соответствии с закономерностью, присущей общему развитию магматизма в Алтае-Саяне, наблюдается региональная миграция (дрейф) начала и конца периода образования близких по возрасту проявлений рудообразующей деятельности с востока на запад.

Рудные группы концентрируются (главным образом на востоке Алтае-Саяна и частью на западе) в пределах перекрещивающихся поясов развития основных, ультраосновных и щелочных интрузий, даже когда они связаны с гранитоидными комплексами. Это указывает на их приуроченность к зонам глубинной миграции магм, на их усиленную дифференциацию в сторону повышения щелочности. С другой стороны, по отношению к роевым и линейно-блочным структурным ассоциациям гранитоидных плутонов рудные группы располагаются на их периферии, часто с западной стороны плутонов, что может свидетельствовать о развитии групп очагов рудообразующей деятельности на периферии гранитообразования со смещением позиций рудоносных очагов в направлении общей миграции очагов магматической активности с востока на запад.

Скопление групп железорудных месторождений большей частью приурочивается к районам, где проявилась многократная вулканическая и плутоническая деятельность. Здесь развиты, в частности, плутоно-вулканические комплексы и широко распространены субвулканические эффузивоподобные образования, возникшие в промежутке между вулканическим и плутопическим этапами. Кроме того, в рудных районах большое развитие имеют высокоактивные магмы, способные к значительной ассимиляционной и гранитизирующей деятельности, что относится не только к плутопическому, но и к субвулканическому магматизму (явления порфиризации и порфиритизации). Все это указывает на то, что железорудные группы формируются в районах активной многократно возобновляющейся миграции магм, периодически доходивших до поверхности и обладавших во многих случаях высокой проникающей способностью и физической и физико-химической активностью.

Известное регионально-выраженное влияние на размещение групп железорудных месторождений оказывает развитие карбонатных и основных эффузивных толщ. Контактво-ореольные железорудные месторождения более распространены там, где в районе широко развиты эти толщи, хотя непосредственные ассоциации железорудных месторождений с мощными карбонатными толщами не характерны. Наоборот, такие месторождения развиваются обычно среди существенно силикатных толщ, что свидетельствует о возможном влиянии на металлогеническую региональную продуктивность магматизма ассимиляции магмой известняков и основных пород.

Группы железорудных месторождений сосредоточиваются в пределах региональных железорудных поясов концентрации разнообразных по возрасту и генетическому типу эндогенных железорудопоявлений, которые не только накладываются на области развития рудопоявлений дру-

гих геохимических типов, но и закономерно сочетаются, в частности перемежаются, с рудными поясами иного геохимического профиля, что указывает на явления региональной геохимической дифференциации процессов рудообразования. Вместе с тем в пределах таких железорудных поясов наблюдается пространственная дифференциация групп железорудных месторождений, принадлежащих к разным генетическим типам. Она выражается в пространственной обособленности друг от друга участков развития магматических, контактово-ореольных и вулканогенно-осадочных (и гидротермальных) месторождений, из чего следует предполагать существование региональной пространственной дифференциации в поведении рудообразующих флюидов, ведущей к образованию месторождений разных генетических типов, так как в одних случаях такие флюиды выходят на поверхность (вулканогенно-осадочные месторождения), в других — целиком удерживаются внутри интрузивов (магматические месторождения), в третьих — производят рудообразующую деятельность в структурно-ореольных зонах интрузивов (контактово-ореольные месторождения).

С другой стороны, в пределах районов развития различных групп месторождений железорудопроявления обычно являются неоднократными. Максимуму железорудопроявления предшествуют маломасштабные и слабо выраженные железорудопроявления, связанные с развитием эффузивных, субвулканических и ранних интрузивных членов сложных магматических комплексов и ассоциаций. Это указывает на возможную роль перегруппировок железа, сосредоточенного в рудных компонентах ранних рудопроявлений при образовании последующих месторождений, и на длительность железорудогенерирующей деятельности и существование у ее максимума длительной предыстории, начиная с самых ранних этапов развития железозонного магматизма.

Геотектонические позиции железорудных поясов определяются их пограничным положением между крупными, резко различными по мобильности геотектоническими районами, их связью с широкими глубинными разломами, особенно такими, которые сопровождаются локальными многократными тектоническими погружениями и затягиваниями, разломами сквозного перекрещивающегося типа и областями пересечений глубинных разломов, характеризующимися повышенной мобильностью. К таким перекрестам глубинных региональных структур приурочены многие (большинство) из наиболее крупных железорудных районов области — Тельбесский, Кондомский, Тейский, Ирбинский и т. д.

Зоны глубинных разломов, регионально-контролирующие железорудопроявление, проявляют себя как зоны концентрации тектонического напряжения разного знака; в них происходят многократные тектонические вибрации, возникают связанные с тектоническими движениями различные превращения энергии, вдоль них осуществляется усиленная миграция энергии и вещества из глубин Земли. Все это создает в их пределах особые физические и физико-химические условия, которые, по-видимому, сами могут влиять на зарождение в магматогенно-активных участках рудоносных очагов определенных типов и на характер развития рудообразующих процессов и различных групп очагов, генерирующих рудообразующие флюиды. Хотя их влияние и не исчерпывает причин образования таких очагов, но оно действует как один из важнейших генетических факторов, обладая известной универсальностью.

Максимум железорудообразующей деятельности в Алтае-Саяне приурочен к периодам наиболее крупной его геотектонической перестройки ( $S - D_1, D_1 - D_2$ ). На востоке это период перехода к платформенному развитию, сопровождающемуся образованием серии тектонических впадин. На западе (Алтай) — период перехода к новому, заключительному, этапу геосинклинального развития. С этим периодом глубоких перестроек геотектонических режимов связана в Алтае-Саяне общая вспышка мощной эффузивной деятельности и, по-видимому, интрузивного магматизма, в

значительной мере представленного малыми интрузиями. Это свидетельствует о зависимости масштабов рудообразующих процессов от масштабов и значения геотектонических перестроек в пределах всей области.

Различные по генезису железорудные месторождения связаны с интрузивными и эффузивными образованиями различного петрографического состава, варьирующего в широком диапазоне. В частности, вулканогенные месторождения ассоциируются как с основными, так и с кислыми эффузивными толщами; гидротермальные месторождения ассоциируются с основными, щелочными и кислыми интрузивами, магматические (позднемагматические) месторождения — с основными и ультраосновными, а отдельные их рудопроявления — со средними и кислыми (гранитными, аплитовыми) магматическими телами. Данная особенность подчеркивается также наличием переходных звеньев между железоносными магматическими комплексами различных формационных типов.

Таким образом, отмеченные различия в вещественном составе магм являются не принципиальными при определении железозности порожденных ими рудообразующих флюидов, но играют существенную роль, например, при определении способности рудообразующих растворов покинуть магматическое тело. Способностью удерживать в себе эти растворы обладают главным образом основные и ультраосновные магмы, что и реализуется в определенных условиях.

Хотя железорудные месторождения Алтае-Саяна разделяются по комплексу основных признаков на различные генетические группы и в пределах групп — на генетические подгруппы и ряды, все они, несмотря на свою относительную самостоятельность, могут быть объединены в один общий ряд благодаря присутствию переходных звеньев. Генетических типов магматогенных железорудных месторождений, которые бы не имели переходных звеньев к другим генетическим типам, в Алтае-Саяне нет. Данный ряд может быть представлен в зависимости от тесноты связей месторождений с интрузивами как ряд, состоящий из месторождений, образующихся внутри интрузива в процессе его формирования, и месторождений, образующихся после формирования интрузива, при различных типах их ассоциаций с ним вплоть до потери непосредственно видимой связи. Это указывает на существование общих, проходящих через различные генетические типы, законов формирования рудообразующих систем.

По существу, все магматогенные железорудные месторождения Алтае-Саяна связаны с развитием интрузивов. Это касается и вулканогенных месторождений, которые формируются при переходе процесса развития магматизма из вулканического в плутонический этап вследствие формирования и поднятия с глубины плутонических тел. В причинном отношении интрузивный магматизм является важнейшим источником формирования магматогенных железорудных систем Алтае-Саяна всех генетических типов, включая и «вулканогенные». Это проявляется в нескольких формах и находится в определенной связи с развитием не только очаговых процессов, но и морфогенетической зональности интрузивов и их особой проводящей и удерживающей способности по отношению к рудообразующим флюидам. Магматические месторождения образуются при явлениях максимального удержания рудообразующих флюидов внутри интрузива вплоть до стадии рудоотложения. Послемагматические метасоматические месторождения формируются в условиях значительного удержания рудообразующих флюидов внутри интрузива в процессе их миграции вплоть до случаев миграции их из глубин по мелким предрудным интрузивным телам, в том числе по дайкам — до субвулканических уровней. Отложение же руд происходит в ореольных зонах интрузивов. Вулканогенные месторождения образуются при явлениях минимального удержания рудообразующих флюидов в ореольных зонах интрузивов и миграции их до поверхности с отложением руд в экзогенной или близповерхностной об-

становке, в зонах господства вадозных вод. Они развиваются на самом передовом фронте начинающейся плутонической деятельности. Вместе с тем многие метасоматические гидротермальные магнетитовые месторождения развиваются также на передовом фронте плутонической деятельности, но только завершающей развитие рудоносных магматических комплексов. Их образование предшествует появлению гранитоидных интрузий, формирующихся в заключительную региональную фазу общей активизации гранитного магматизма и оказывающих не только метаморфизирующее, но и регенерирующее влияние на ранее сформированные месторождения.

Рудообразующие растворы даже в позднемагматических месторождениях отличаются по многим свойствам от собственно-магматических (и «сквозьмагматических») растворов. Вместе с тем они имеют к ним переходы. Благодаря этому на границах магматического и послемагматического состояний флюидной системы развиваются ранние полевошпатизация, альбитизация, пироксенизация, амфиболитизация и т. д. и образуются породы изверженного и роговикововидного (метасоматические роговики) облика, имеющие все переходы к обычным метасоматическим породам послемагматической стадии.

Высокоактивные рудообразующие растворы, способные к интенсивной метасоматической деятельности, развиваются обычно в тех рудных районах, где большое распространение имеют высокоактивные магматические растворы, способные к ассимиляции и различным формам гранитизации (и порфиритизации). Таким образом, физико-химическая и физическая активность рудообразующих растворов находится в известной связи с физико-химической активностью магм рудообразующей магматической системы.

Почти все рудообразующие процессы, включая магматические, т. е. плутоногенные, непосредственно обусловленные формированием пород рудоносных плутонов, протекают со сдвижением рудообразующих флюидов, т. е. в обстановке их динамического развития, что подчеркивает динамический характер магматогенных рудообразующих систем.

Области зарождения компактных потоков рудообразующих флюидов и пути их миграции во многих магматических и в большинстве гидротермальных рудообразующих систем обнаруживают определенные связи с резко выраженными разломами или слабо выраженными зонами повышенной трещиноватости. Даже собственно-контактовые месторождения обычно образуются в местах совпадения контакта интрузива с трещинной зоной или пересечения его последней. При этом наиболее благоприятны для процессов рудообразования наиболее мобильные и длительно развивавшиеся тектонические зоны, влияющие на морфологические и структурные особенности интрузивов. Особенно благоприятны в этом отношении участки перекрещивания таких зон с наибольшей мобильностью. Это указывает на важную роль трещинной проницаемости и тектонической мобильности трещинных зон в формировании, развитии и миграции динамических рудообразующих систем.

Таким образом, намечается некоторый общий путь к единому анализу всех магматогенных железорудообразующих (и, по-видимому, вообще рудообразующих) систем через общий анализ их гидродинамических особенностей и особенностей тепло-, массообмена в них. Это не исключает других путей познания общих для всех них закономерностей, но является важным, еще слабо разработанным звеном в общей теории рудообразования, где до сих пор основное внимание при анализе общих физических и физико-химических законов этого процесса уделялось вещественным его результатам. При таком анализе необходимо найти соответствующие решения к целому ряду отмеченных выше особенностей, присущих магмато-генным железорудным месторождениям разных генетических типов, которые характеризуют динамику их развития.

## ВОПРОСЫ ЭНЕРГЕТИКИ И СТРУКТУРНЫХ ФОРМ МАГМАТИЗМА

Анализируя региональные особенности проявления магматизма в Алтае-Саяне, Г. Л. Поспелов выявил «ареалы максимумов магматизма», ассоциирующие главным образом с определенными крупными геотектоническими единицами. Эти закономерные сочетания в пространстве изверженных (в частности интрузивных) тел были названы им структурными ассоциациями. Для интрузивных тел обнаружили две наиболее характерные формы — линейная и роевая. Они вырисовываются для разных масштабов — от небольших регионов до глобальных. Г. Л. Поспеловым они были показаны на основе геологической карты масштаба 1 : 2 500 000 для Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области. Установлены две характерные особенности проявления структурных ассоциаций интрузивов. В одних случаях они обнаруживают тесную пространственную связь с границами крупных геотектонических единиц, мощными зонами смятия, ступенчато-флексурными границами впадин и т. д., в других — со «сквозными» зонами, секущими по отношению к глубинным разломам, синклиналильным и антиклиналильным сооружениям, протягиваясь на сотни километров.

В пределах отмеченных структурных ассоциаций интрузивов имеются интрузивы близкого и различного геологического возраста. По окраинам таких структурных ассоциаций интрузивов располагаются эндогенные рудные месторождения.

Размышляя над природой структурных ассоциаций интрузивов, Г. Л. Поспелов попытался объяснить ее аналогией с известным строением солнечной «короны» по известному структурному сходству в их вертикальном и горизонтальном разрезах. В разрезе земной коры распределение магматических масс можно представить так. Имеется зона магматических очагов, по-видимому, достаточно выдержанная на некотором уровне. Далее следует сложная по строению зона («стволовая», по Г. Л. Поспелову), где имеются проводящие энергию и массу проникаемые зоны, именуемые разными исследователями «каналами», «магмаводами» и т. д. «Корона» венчается «фронтальной» зоной весьма сложной конфигурации, которая определяется структурой коры в конкретном регионе и энергетическими особенностями данного магматического процесса. Структурные ассоциации магматических тел и являются фиксацией в геологическом предании фронтальной зоны «магматической короны Земли».

В конце 50-х годов Г. Л. Поспеловым было сформулировано оказавшееся во многих отношениях плодотворным представление о «морфогенетической зональности интрузивов». Г. Л. Поспелов четко определил, что интрузивы имеют три характерные структурные зоны: 1) ядро — зона сплошных масс изверженных пород; 2) зона «внутреннего ореола» — область, где существуют структурные и вещественные признаки интрузива и вмещающей среды; 3) зона «внешнего ореола» — область со следами воздействия интрузива на вмещающую среду. И было показано, что рудные гидротермальные месторождения образуются преимущественно в ореольных зонах интрузивов. Зона ядра для отдельных типов оруденения вообще является «запрещенной». В частности, это было доказано им для случая магнетитовых плутогенных месторождений. Позднее Г. Л. Поспелов попытался дать физическое истолкование причин проявления указанных типов «морфогенетической зональности» интрузивов. В докладе на XXI сессии МГК он развил представление о существовании физико-химических и энергетических типов магм, различное проявление которых и приводит к наблюдаемому разнообразию строения интрузивов. По его представлениям, одни магмы способны только к заполнению возникающих полостей при гидромеханическом течении из очага, тогда как другие являются «агрессивными», склонными к «замещению» вмещающих

толщ. Обе магмы («заполняющая» и «замещающая») могут геологически проявляться раздельно и вместе, в разных участках одного и того же плутона, на разных стадиях его развития. Г. Л. Поспелов называл «заполняющую» магму — магмой I, а «замещающую» — магмой II. Естественно, между этими крайними случаями должна иметься вся гамма переходных (промежуточных) форм. В зависимости от условий магматической фации становления плутона «потенциальные» возможности проявления агрессивности магмы II неодинаковы.

В конце жизни Г. Л. Поспелов вновь вернулся к размышлениям о магматизме как характерном структурном и вещественном проявлении обмена массой и энергией между магмой и корой на фоне постоянной диффузионной дегазации мантии. При этом он попытался не только дать замкнутую качественную динамическую модель корового магматизма, но более глубоко, чем это было сделано ранее, проанализировал природу связей магматизма и тектоники. Анализируя динамику магматических, тектонических и частично метаморфических явлений в истории развития земной коры, Г. Л. Поспелов пришел к заключению о том, что эти процессы являются различными формами стока внутривоздушной энергии в пределах коры, которые взаимно сбалансированы. Действительно, пусть на границе коры и верхней мантии имеется некоторый постоянный источник энергии с мало меняющейся со временем мощностью. Тогда в зависимости от конкретных структурно-тектонических условий в данных регионах характер возмущений и их затуханий в земной коре должен быть различным как по форме реализации переноса потока энергии, так и по характеру его фиксации. Чем интенсивнее поток, тем большим должен быть сток энергии в системе (коре), которая возмущается этим потоком. В древнейший этап развития коры, по-видимому, имелось определенное равновесие между различными формами стока глубинной энергии Земли в коре — тектонической, метаморфической и магматической. По мере наращивания мощности коры соотношение отдельных энергокомпонент изменялось: уменьшалась роль регионального метаморфизма и более резко дифференцировался характер проявления других. Так, возросла относительная роль тектонических движений, что выразилось в мощном развитии геосинклинальных процессов. Со временем сокращение продолжительности синклинальных режимов сопровождалось появлением «жестких» глыбовых структур и т. п. С проявлением в них преимущественно трещинной тектоники повышается удельная роль магматической компоненты в глубинном энергетическом балансе. Такова, по мнению Г. Л. Поспелова, общая энергетическая направленность развития геодинамической системы на уровне разреза земной коры.

Анализируя формы и характер энергетики магматизма в разрезе коры, он указывает на весьма широкий спектр механизмов переноса тепла и массы и превращений в системе. С одной стороны, магматизм проявляется как механическое перемещение преимущественно снизу вверх расплавленных или частично разжиженных масс. С другой — магматизму присуща способность вызывать коренные изменения (преобразования) вещества и структуры масс пород без существенного их механического сдвижения, т. е. путем замещения, которое Г. Л. Поспелов называет «магмотипным». Этот термин обозначает совокупность тепловых и физико-химических превращений, результатом которых на месте любой породы появляется порода «изверженного» облика. Важно подчеркнуть, что Г. Л. Поспелов в отличие от распространенной петрологической модели «магматического замещения» Д. С. Коржинского представлял себе «замещение» не просто как последовательное плавление предварительно метасоматически измененной потоком флюида породы, а как целую гамму процессов, которые приводят к сходному конечному результату. В частности, им предполагалось, что, кроме конвективной формы переноса энергии, большую роль в эндогенной энергетике играют «холодные» плазменные потоки мантийно-

го вещества, «пленочный» перенос вещества и т. п. И хотя им не была сделана последовательная расшифровка взаимосвязей этих форм переноса энергии и массы, как и отдельных механизмов «замещения» в рамках «магматотипного» процесса, в реальном существовании весьма сложных и меняющихся с глубиной форм «замещения» в магматогенных процессах, по-видимому, трудно сомневаться. Сам Г. Л. Поспелов подчеркивал увеличение с глубиной удельной роли явлений «замещения», хотя и считал, что даже в субэффузивной фации магматотипные процессы распространены достаточно широко. Их описанию им посвящено несколько известных работ.

Резюмируя краткое изложение основных разработок Г. Л. Поспелова проблем магматизма, акцентируем внимание читателя на наиболее интересных (с нашей точки зрения) и плодотворных его идеях.

В частности, представляется исключительной идея Г. Л. Поспелова о существовании двух предельных энергетических и физико-химических типов магм, которая уже частично получила количественное освещение в работах его учеников.

Ждет разработки и представление об «ареалах магматизма», которое может быть эффективно реализовано в учении о магматических формациях, в котором проблема отношения тектоники и магматизма является одним из центральных моментов.

Большой простор открывают идеи Г. Л. Поспелова о механизмах развития «магматотипного замещения». К сожалению, они пока еще не получили должного внимания.

#### **СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ**

Важный момент в теоретических исследованиях Г. Л. Поспелова — разработка систематики структурных типов гидротермальных систем и качественная характеристика возможных механизмов и типов переноса в них тепла и массы.

Фундаментальные идеи Г. Л. Поспелова о структурной типизации гидротермальных систем сводятся к следующему.

1. Газогидродинамическая магматогенная рудообразующая система является локальным фильтрующимся потоком, имеющим физические и физико-химические аналогии с фильтрующимися колоннами магматических («сквозьмагматических») растворов (Термье, Коржинский). В предельных случаях она может быть результатом эволюции и зонального развития фильтрующихся колонн сквозьмагматических растворов (по Д. С. Коржинскому).

2. Корневые зоны такой фильтрующейся колонны представляют не компактный очаг остаточных растворов в кристаллизующейся магме, откуда растворы поступают сразу концентрированными струями, а чаще всего некоторую область, в которой существенно твердые горные массы, образованные путем кристаллизации из расплава или гранитизации любого вида, или при метаморфизме, значительно обогащены, в силу тех или иных причин, межзерновыми, поровыми и капиллярными скоплениями флюидов (газов, паров, жидкостей), как это полагали, в частности, Н. Г. Бетехтин и другие геологи. Такая сильно газозатравленная и увлажненная жидкостями «очаговая» область является капиллярно-пористой системой. Флюиды, пропитывающие твердую среду, принимают на себя, как и твердые частицы, горное давление, и поэтому сохраняют потенциальную пористость на любой глубине.

3. Обогащение флюидами фильтрующейся колонны может происходить также за счет системы вадозных вод. Поэтому корневая зона может располагаться также и среди обводненных вадозными водами пород и

трещин. Одна газогидродинамическая гидротермальная система может иметь несколько эндогенных и экзогенных корневых зон.

4. Вещество, участвующее в магматогенном минералообразовании, связанном с деятельностью термофлюидов, может быть почерпнуто как в корневых зонах, так и на путях их миграции (путем выщелачивания) и через массообмен в областях развития матасоматоза. Миграция рудообразующего вещества совершается флюидами-переносчиками или внутри них посредством диффузии и находится в тесной зависимости от строения и развития газогидродинамической системы.

Его исходная модель фильтрующейся колонны имеет три основные зоны с разными газогидродинамическими режимами в них: корневую зону со сложным по физической природе режимом стягивания рассеянных газов и жидкостей в более или менее концентрированный поток; зону общего рассеяния фильтрующейся колонны (в системе подземных и наземных вод); объединяющую их стволую зону, характеризующуюся режимом проходного напорного потока. На базе этой основной модели им намечено 11 гидродинамических геологических моделей эндогенных и экзогенно-эндогенных фильтрующихся колонн.

В той части системы, где движение флюидов происходит по открытым каналам, оно подчиняется законам гидравлики или газодинамики. Там же, где осуществляется фильтрация и флюиды перемещаются по капиллярам и порам, действует закон молекулярного и молярного переноса вещества в капиллярах — движение определяется потенциалом переноса вещества.

Результирующий эффект, получаемый путем суммирования одно- и разнонаправленно действующих сил, может не совпадать с отдельными его составляющими.

Поведение и пространственное развитие рудообразующей газогидродинамической системы (фильтрующейся колонны) определяется, с одной стороны, физико-химическими и физическими свойствами самих флюидов в данной термодинамической обстановке, с другой — свойствами флюидопроводников, т. е. той системы открытых и потенциальных каналов, которая способна обеспечить сквозное движение данных флюидов через горную массу в данных условиях. Динамический флюидопроводник отвечает геологическому пространству, занятому фильтрующейся колонной. Одним из его элементов является формирующееся месторождение.

Динамический флюидопроводник состоит из системы флюидопроводников, обладающих разными «радиусами флюидопроводности», т. е. разной способностью пропускать через себя поступающие в них флюиды на определенные расстояния. Флюидопроводники с малыми радиусами флюидопроводности (к ним, в частности, относятся трещины отдельности и кливажа) влияют на детали строения фильтрующейся колонны и образующихся в ее пределах месторождений, в то время как флюидопроводники с большими радиусами флюидопроводности (пласты, трещинные зоны, нагретые интрузивы и т. д.) определяют главные особенности пространственного развития фильтрующейся колонны. Поскольку последняя встречает на пути своего движения целый набор эффективных флюидопроводников с разными радиусами флюидопроводности, это влияет на то, что в разных масштабах роль главных динамических флюидопроводников играют разные эффективные флюидопроводники. Этим, в частности, обусловлены различия между структурным контролем деталей рудных тел, самих рудных тел, месторождений в целом и групп месторождений, так как вся эта система связана с единой системой динамических флюидопроводников, обладающих разными радиусами флюидопроводности.

По физическим особенностям флюидопроводности последняя в динамических флюидопроводниках разделяется на два основных типа — канальный и тепловой, которые в пределах одного флюидопроводника сложно взаимодействуют друг с другом. Наивысшую флюидопроводность

имеют каналные флюидопроводники типа трубопроводов (зияющие трещины, сообщающиеся каналы выщелачивания), в них движение жидкостей происходит по законам гидравлики. Однако при малом зиянии каналов, и особенно при микрокапиллярном их характере ( $< 10^{-5}$  см), направление и характер движения флюидов по ним вследствие участия капиллярных и молекулярных процессов оказываются зависящими от многих факторов, в частности, от градиентов температур, массосодержания флюида и удельной массоемкости флюидопроводника. В связи с этим выделяется класс флюидопроводников, которые стали динамическими благодаря свойствам температурного поля, названным Г. Л. Поспеловым «тепловыми».

Тепловой динамический флюидопроводник может возникнуть в результате разогревающей деятельности фильтрующихся флюидов. Но он может быть и остаточным, унаследованным от магматического этапа, если это интрузив или зона околотнгузивного прогрева. Наиболее важное значение для фильтрации магматогенного рудообразующего флюида имеет предрудный (или синрудный) интрузив, который в период деятельности флюида является наиболее высоконагретой горной массой.

Особенности тепловых флюидопроводников определяются следующими главными их свойствами: повышенной проницаемостью нагретых, особенно сильно нагретых, масс (что подтверждается экспериментально); так называемой «гидродинамикой теплообмена», связанной с градиентами температуры и проявляющейся как теплообмен через массообмен. Благодаря указаным свойствам горячие фильтрующиеся колонны являются в определенных условиях «самостягивающимися» системами с преимущественным движением флюидов по зоне наибольшего прогрева или по зоне с максимальным градиентом температуры (например, в контактовой области интрузива). С этим во многом связаны важные особенности фильтрующихся колонн — приуроченность областей первоначального их движения к «влажным» предрудным интрузивам и вообще к остаточным областям фильтрующихся магматических колонн; постепенное стягивание фильтрующихся колонн в процессе падения температуры к зонам максимального прогрева поступающими снизу порциями горячих растворов. Это одна из важных причин сокращения площадей деятельности послемагматических растворов от ранних к поздним стадиям, а также унаследования путей фильтрации более ранних генераций гидротерм более поздними. Тепловые флюидопроводники теряют свойства преимущественных динамических флюидопроводников, когда градиенты массосодержания (влажности) в них достигают критических значений. Наиболее устойчивые участки фильтрующихся колонн приурочены к эффективным тепловым флюидопроводникам, совмещенным с эффективными каналными флюидопроводниками.

Среди каналных флюидопроводников наиболее эффективными типами являются трещинные, так как трещины такого же поперечного сечения, как и поры, оказывают, по сравнению с последними, значительно меньшее сопротивление движению газов и жидкостей. Это значит, что строение системы динамических флюидопроводников, а следовательно, и фильтрующейся колонны, определяется, в первую очередь, трещинной тектоникой, что подтверждается материалами структурного анализа рудных полей. Поскольку проницаемость зависит, помимо величины зияния трещин, от их ориентации относительно простирания зоны (планпараллельные, сетчатые, трещинные зоны), густоты, соотношения капиллярной и поровой проницаемости, различные типы трещинных зон (собственно-трещинных и порово-трещинных, пунктирно-капиллярных) имеют разные проводящие свойства. Главные показатели флюидопроводности — сплошность трещинной зоны и внутренняя связанность трещин между собой. При этом основное значение имеет последняя. Трещинные зоны, даже внешне слабо выраженные (их обычно именуют «зонами повышенной

трещиноватости»), но имеющие внутреннюю связанность, обеспечивающую им максимальный радиус флюидопроводности, могут играть в размещении фильтрующейся колонны даже более важную роль, чем трещинные зоны, состоящие из резко выраженных трещин, зон смятия и брекчирования, которые, однако, не объединены друг с другом в трещинную систему, обладающую сквозной проницаемостью с большим радиусом флюидопроводности. Так как перекрестные, нередко довольно широкие сетчатотрещинные, и особенно флексурно-трещинные, зоны, выходящие в структуру типа геотектонической решетки, обладают высокой внутренней связанностью, они нередко играют важную роль в размещении главных струй фильтрующейся колонны и, следовательно, в размещении рудных тел и месторождений. Особенно это касается участков перекрестка таких зон.

Большое значение среди «канальных» флюидопроводников имеют капиллярно-поровые пластовые эффективные флюидопроводники, представляющие наиболее проницаемые пласты. Особенно эффективна проницаемость таких флюидопроводников вдоль напластования. Причиной избирания флюидом своего динамического послынного флюидопроводника может быть не высокая пористость и проницаемость слоя, а наиболее высокая послынная его проницаемость при наибольших различиях ее с поперечной проницаемостью. Пластовые флюидопроводники часто обладают большим радиусом флюидопроводности. С этим, в частности, связано значительное распространение послынного контроля среди различных типов структурного контроля метасоматических месторождений.

Флюиды распространяются по флюидопроводникам не только путем отбора наиболее эффективных среди них. Они также активно видоизменяют их посредством закупорки пор или, наоборот, выщелачивания, трещинной эрозии и гидроразрыва. Особенно важную роль, по-видимому, играет гидроразрыв.

Геологический гидроразрыв связан прежде всего с резкими пульсациями тектонического давления и растяжения, при которых в перегретых гидротермах происходит фазовое расслоение и развивается рвущее парогазовое давление. Можно выделить два геологических типа гидроразрыва — рассеянный, или точечный, и камерно-древовидный, или линейный. Первый осуществляется за счет скопления жидкости в трещине или поре и развивается в массе изолированных участков, второй — за счет разрастания сети трещин под действием рвущей жидкости, отходящей от водосодержащей камеры, например от крупного открытого разлома, ведущего активную тектоническую жизнь и обладающего высокой внутренней мобильностью. Точечно-рассеянный гидроразрыв увеличивает проницаемость очень влажной массы, создавая систему сильно связанных пор и капилляров, что имеет особенно большое значение для интрузивных тепловых флюидопроводников, пунктирных порово-трещинных зон разломов и пластовых флюидопроводников. Линейный гидроразрыв расширяет «оперение» водоносной трещинной зоны. Он наиболее эффективен в слепых оперяющих трещинах и в послынных направлениях, особенно при действии горячих кислых флюидов на известняки. Основные результаты гидроразрыва — увеличение радиуса флюидопроводности флюидопроводников, возникновение сквозных влагопроводящих зон и образование ореола гидротермального увлажнения вокруг главных разломов, а следовательно, ореола развития молярного и молекулярного тепломассообмена. В истории развития фильтрующихся колонн гидроразрывы особенно эффективны на первой многоводной стадии их развития, когда наиболее интенсивно мобилизуются эндогенные и экзогенные воды и появляются волны кислотных компонентов, причем среди мергелистых пород и известняков, подвергающихся выщелачиванию, что служит одним из важных факторов, обуславливающих распространенную приуроченность рудоконтролирующих флюидопроводников к прослоям известняков и мерге-

лей. Гидроразрыв, содействуя увеличению радиуса флюидопроводности, вместе с тем содействует также гидротермальному промачиванию толщ (путем рассасывания «водяных жил») и созданию зон молекулярного массообмена, связанного с температурными и другими градиентами, вокруг сквозных зон повышенной молекулярной миграции.

Действие, противоположное гидроразрыву, оказывает гидротермальная аргиллитизация и вообще размачивание и связанное с этим диспергирование пород, которое резко уменьшает молярную проницаемость флюидопроводника за счет увеличения удельной роли микро- и ультрамикропор. Вместе с тем оно повышает удельную роль миграции, зависящей от градиентов температуры, концентрации, влажности и т. д. Такое же действие оказывают на флюидопроводники и процессы метасоматоза, в результате которых увеличивается общая пористость на фоне повышения удельной роли микро- и ультрамикропор.

Вследствие динамического характера гидротермальной рудообразующей системы в ней порождается пространственная химическая дифференциация, влияющая на размещение и течение рудообразующих процессов. Пространственная дифференциация связана со сменой термодинамических и гидродинамических режимов по ходу движения фильтрующейся колонны и динамических взаимоотношений флюидов и флюидопроводников. В полостных флюидопроводниках она зависит прежде всего от эволюции движущегося в меняющейся термодинамической обстановке раствора (дегазация, гомогенизация, струевое гидродинамическое расщепление и т. д.). Ее роль может быть невелика, и по открытым каналам флюиды могут пройти через все горизонты химически не дифференцированные. В капиллярно-поровых флюидопроводниках она зависит от взаимоотношений флюидов с флюидопроводниками. Эти взаимоотношения проявляются в виде динамической дифференциации проводящих свойств капиллярно-поровых динамических флюидопроводников. Как показывают многочисленные эксперименты, осуществленные в разных лабораториях, и данные геолого-промышленных исследований (в нефтяной геологии, гидрогеологии), такие свойства меняются в зависимости от свойств внутренней поверхности и пористости породы, ее химических особенностей, соотношения флюидов разного химического и фазового составов, от физического состояния, стадийности в смене состава флюидов и характера гидродинамического режима системы.

Основным результатом всех физико-химических процессов в системе является динамическая геохимическая зональность фильтрующейся термогидроколонны, которая проявляется в виде волнообразно смещающихся по ходу движения флюида зон, различающихся по химизму флюидов («продольно-волновая зональность»), и в виде пространственных струевых обособлений флюидов разного состава по разным флюидопроводникам, обусловленным различиями в эффективной проницаемости для разных компонентов фильтрующегося потока («струевая зональность»). Оба вида зональности могут быть как корневого, так и стволового происхождения.

Продольно-волновая геохимическая зональность фильтрующейся колонны определяется положением движущихся фронтов последовательно фильтрующихся растворов и обуславливает процесс вытеснения «поздними» флюидами «ранних» и химическое взаимодействие между ними при наложениях. По-видимому, она является важной причиной вещественной стадийности в образовании месторождений. Деятельность продольно-волновой химической зональности связана с первыми стадиями формирования фильтрующейся колонны, когда образуется опережающий газовый фронт и первая зона максимального обводнения. Это во многом определяет ту капиллярно-поровую геохимическую среду, в которой развиваются последующие процессы. В условиях формирования «собственной» геохимической поровой среды происходит общая и частная по отдельным флюидопроводникам) смена кислотности и щелочности

растворов как результат внутренней общей и частной динамики геохимического развития фильтрующейся колонны.

Струевая зональность усложняется и дифференцируется по мере растекания флюидов из основных флюидопроводников в сопровождающие. Если основная часть ствола идет по открытому разлому или достаточно нагретому интрузивному тепловому флюидопроводнику, раствор может дойти до области растекания в виде потока химически сравнительно однородных в данном поперечном сечении колонны флюидов. В области растекания смена разных пород, трещинных зон, термодинамических условий по ходу фильтрации ведет к развитию пестрой по химическому составу отдельных участков фильтрующейся колонны. Ее химическая пестрота усиливается по мере развития явлений метаморфизма и отработки флюидов. Это, вероятно, является одной из главных причин обычно вещественной индивидуальности рудных тел и соседствующих месторождений, поскольку процессы гидротермального рудообразования обычно развиваются в «пестрой» зоне. Пространственное разделение отдельных фаз, «волн» растворов и т. д. по флюидопроводникам, обладающим по отношению к ним в данной стационарной или динамической тектонической обстановке наибольшей проницаемостью, связано с благоприятными условиями развития здесь таких химических реакций, которые развиваются при смешении растворов или перекрестной диффузии растворенных компонентов. Оно содействует также нарушению химических равновесий в системе и т. д. Струевая дифференциация фильтрующейся колонны — одна из причин развития горизонтальной и частью вертикальной зональности месторождений, что выражается, в частности, в виде «центрального» положения рудных тел относительно «околорудных» пород. В ряде случаев данное явление связано с выгеснением собственно рудообразующими флюидами иных растворов из наиболее флюидопроводящих путей. Повсеместно наблюдаемая на месторождениях зональность в размещении рудных тел и различных «околорудных» пород представляет собой сочетание метасоматических колонок с зонами рудных и нерудных метасоматитов, связанными со струевой дифференциацией флюидов и отеснением из определенных флюидопроводников одних флюидов другими.

Процессы рудообразования в пространстве фильтрующейся колонны идут с перерывами, что выражается прежде всего в ограниченности размеров рудных тел по сравнению с размерами фильтрующейся термогидроколонны и взаимно изолированном их распределении в пределах сравнительно обширных полей, несущих те или иные следы ее деятельности. Это зависит как от условий, «положительно» влияющих на локализацию процессов рудообразования, например, от особенностей пространственного распределения критических «порогов» температуры, концентрации, давления, скорости движения флюидов, химически активных пород, так и от распределения участков смешения разных растворов и т. д. Другим, как бы отрицательным, фактором, является стабилизация подвижного состояния компонентов рудообразующего флюида в сложных условиях его развития. Установлению устойчивого режима рудоотложения в благоприятной для этого термодинамической обстановке могут мешать химическая малоактивность флюида, его высокая растворяющая способность, пластичность химических комплексов раствора в меняющейся термодинамической обстановке, смешение растворов, повышающее их химическую устойчивость и т. д. Растворы могут быть частично или в значительной мере экранированы от породы сорбционными жидкими и газовыми пленками, а также твердыми продуктами реакций. Высокие скорости движения флюидов благоприятствуют переносу вещества без метасоматического замещения. Для последнего наиболее благоприятны полужастойные гидродинамические режимы, медленная фильтрация в капиллярно-пористых флюидопроводниках и широкое развитие здесь молярно-молекулярных, в частности диффузионных и осмоотиче-

ских (тепловое скольжение), движений. Это — одна из главных причин того, что рудные месторождения так неохотно локализируются в крупных разломах и резко выраженных трещинах. По ним происходит преимущественно перенос растворов. Вместе с тем это одна из причин того, что метасоматические рудные, в частности железорудные, тела неохотно развиваются по крупнопористым породам; обычно они предпочитают сланцы, микропористые песчаники и известняки с капиллярной трещиноватостью, а также метасоматиты, в частности метасоматические альбиты, скарны и т. д.

Возникновение условий, когда режим локального отложения вещества преобладает над режимом общего переноса, определяется, по-видимому, такими факторами: преобладающей суммированной однонаправленностью различных процессов, ведущих к рудоотложению, и резкостью градиентов температур, концентрации, давления, скоростей движения химических потенциалов и т. д., содействующих нарушению химического равновесия в системе и препятствующих его восстановлению. Разнонаправленные процессы могут ликвидировать или существенно ослабить друг друга — рудоотложения может не произойти. Если факторы, способствующие созданию режима переноса вещества, проявляют себя достаточно интенсивно, фильтрующаяся термогидроколонна может оказаться непродуктивной. Рудообразующие флюиды или проходят насквозь через все ее зоны в зону рассеяния, участвуя тем самым в экзогенном рудообразовании, или же создают ореолы рассеянной вкрапленности, не сопровождающейся компактными рудными телами. Не каждая гидротермальная система образует рудные месторождения. Следы древней гидротермальной деятельности, не сопровождающейся образованием руд, встречаются чаще, чем рудопроявления.

Пространственная концентрация рудообразующих процессов является прежде всего пространственной концентрацией солеобразующих процессов, конкретное содержание которых может быть представлено в виде следующих элементарных типов взаимоотношений между рудообразующими растворами:

1. Взаимодействие между компонентами раствора при его эволюции.
2. Взаимодействие между компонентами разных растворов, смешивающихся между собой при фильтрации или диффузии.
3. Взаимодействие между раствором и породой, через которую он мигрирует.

Магматогенные месторождения образуются в пределах всех основных частей фильтрующихся термогидроколонн: корневой, стволовой и зоны рассеяния.

В корневой зоне происходят процессы стягивания межзерновых флюидов. Эти процессы в силу законов тепло- и массообмена в капиллярно-пористых средах развиваются в связи с активной тектонической жизнью разломов (стягивание на разлом), а также с эволюцией тепловых полей в формирующихся интрузивных телах (стягивание к наиболее высоконагретой области или к области резких температурных перепадов).

Термогидродинамическая рудообразующая система может быть в основном ограничена корневой зоной, в пределах которой в этом случае происходит не только перегруппировка подвижного вещества, но и рудоотложение. В этих условиях, в частности, формируются позднематические месторождения с местными переходами к метасоматическим. Одной из необходимых предпосылок для этого служит высокая массоемкость влажной кристаллической массы. Она, по-видимому, как раз и присуща тем основным интрузивным телам, в которых образуются титано-магнетитовые месторождения. Даже при наложении разломов на такие интрузивы в период обособления в них позднематических растворов последние обычно не покидают систему, а, наоборот, чаще стягиваются на горячую середину плутона, образуя подвешенные в средней части рудные горизонты, характерные для месторождений данного типа. При различных

градациях массоемкости флюиды в некоторых случаях оказываются способными частично покинуть изверженную массу и проникнуть во вмещающие породы. Но это характерно в основном лишь для позднемагматических магнетитовых месторождений и рудопроявлений, связанных с некоторыми телами габбро-диоритов, порфиритов и гранитов, у которых имеются все переходы к метасоматическим месторождениям.

Рудообразующие флюиды, развившиеся в пределах фильтрующей колонны, могут пройти почти всю стволую часть и произвести продуктивную работу лишь в зоне рассеяния. В этих условиях образуются вулканогенные месторождения, представленные в местах выхода гидротерм на поверхность вулканогенно-осадочными месторождениями, а в области перехода от стволуой зоны к зоне рассеяния — послойными инфильтрационными и трещинными гидротермальными месторождениями. Этому предшествует фронтальный выход теплового столба, связанного с вулканической и ореольной плутонической деятельностью, на поверхность.

Главная масса гидротермальных месторождений различных генетических типов образуется в стволуой зоне фильтрующей термогидроколонны. При рудиментарном развитии стволуой зоны, когда корневая зона быстро переходит в зону рассеяния, образуются некоторые типы вкрапленных и прожилково-штокерковых месторождений, непосредственно расположенных близ корневых зон, сформировавшихся тут же в интрузивах. Это не характерно для железорудных месторождений и свойственно в основном некоторым типам редкометальных месторождений. Метасоматические гидротермальные железорудные месторождения образуются в хорошо развитых стволуых зонах, там, где интрузивные тепловые флюидопроводники сочетаются с трещинными флюидопроводниками (разломами, контроллирующими интрузивы и месторождения). В силу ряда условий в верхней части развитой стволуой зоны образуется «зона стволуого растекания», предшествующая общей зоне рассеяния фильтрующей колонны. Она отвечает верхней зоне повышения напора флюидов, связанного с серией однонаправленных причин, и проявляется в виде области массового выхода флюидов из интрузивных тепловых флюидопроводников и мощных полостных флюидопроводников (разломов) в окружающие трещинные и пластовые флюидопроводники. Интервалы развития такой зоны соответствуют, по-видимому, глубинам 0,5—5 км, что отвечает главному интервалу гидротермального рудообразования.

В зоне стволуого растекания происходит выход флюидов из главных флюидопроводников в «оперяющие» флюидопроводники, что ведет к образованию разветвленной системы гидротермального обводнения или промачивания геологических толщ, которому содействуют явления гидроразрыва. Такая система обводнения включает как флюидопроводники, через которые проходят сквозные потоки флюидов, так и флюидопроводники, в которых таких сквозных потоков нет и в которых гидродинамический режим является застойным. Несмотря на это, оба вида флюидопроводников могут быть динамическими, так как вместе они могут составить единую систему миграции вещества в водной поровой среде. Такая миграция может осуществляться как вместе с этой средой, путем фильтрации и пристеночного теплового скольжения (термоосмотического эффекта), связанного с градиентами температуры, так и внутри этой среды, путем диффузии растворенных компонентов, связанной с градиентами концентрации и избирательной миграции газовых пузырьков.

Градиенты температуры и концентрации, — по-видимому, основные условия массообмена между флюидопроводниками, через которые фильтруется проходной поток флюидов, и флюидопроводниками, для которых характерен полустойный и застойный гидродинамический режим. Создается возможность притока вещества в такие флюидопроводники из флюидопроводников, поставщиков флюидов, в которых осуществляется встречный

отток веществ. Вследствие массообмена создается благоприятная обстановка для развития метасоматических процессов во флюидопроводниках, характеризующихся почти застойным гидродинамическим режимом, что обеспечивает условия для формирования метасоматических тел вне главных путей фильтрации растворов — по выклинивающимся «оперяющим» трещинам, слабо выраженным трещинным зонам и пластам, лишенным сквозной миграции флюидов.

Важную роль в размещении метасоматических месторождений играют структурно-ореольные зоны предрудных интрузивов, особенно таких, которые образуются с широким участием магматического замещения. В таких интрузивах ствол фильтрующейся колонны гидротерм начинает формироваться путем концентрации наиболее богатого влагой потока еще внутри фильтрующейся или просто поднимающейся колонны магматических растворов, что проявляется в наиболее эффективных формах в «малых интрузивах» и гибридных сателлитах крупных плутонов. В этом случае определенные участки интрузива формируются как первично-влажные тела.

Во влажных телах массообмен, связанный с теплообменом (т. е. «гидродинамика теплообмена») тем интенсивнее, чем выше температура. В интрузиве градиент температуры направлен снизу вверх к контакту. Он, с одной стороны, содействует подъему флюида по первичному теплопроводнику, а с другой — выносу флюида из интрузива во вмещающую толщу. Однако, если «влажный» интрузив обладает высокой массоемкостью (которая, судя по ряду данных, достаточно высока у некоторых основных, гибридных, щелочных нагретых пород), он удерживает «влагоу» внутри себя, оказываясь более влажным телом, чем вмещающая толща. Кроме того, зоны «краевой закалки» околоконтактового ороговикования, характеризующиеся в основном микропористостью, играют роль «мембран», в которых широкое развитие получает тепловое скольжение. Последнее не только препятствует выносу влаги из интрузива, но и содействует втягиванию ее из окружающих пород в интрузив. В результате этого флюид мигрирует в пределах увлажненного интрузива от более нагретой середины к краям вверх. В нем формируется особо влажная зона — струевидный тепловой флюидопроводник, который в верхних, более холодных, частях интрузива является нагретой областью, по которой и совершается основная миграция флюида, как бы мал интрузив ни был.

Однако поднимающиеся массы влаги обводняют интрузив в апикальных частях, сателлитах и на границах с останцами вмещающих пород внутри интрузива, что в конечном счете разрушает «систему удержания» флюидов интрузивом. Появляется такой градиент массосодержания флюида, благодаря которому влага не удерживается интрузивом и начинает мигрировать из интрузива во вмещающие породы, обводняя их. Этому содействует уход флюидов из интрузива через проницаемые пластины и трещины. Но и здесь действует гидродинамика теплообмена, связанная с градиентами температуры, развивающимися во внешнем ореоле интрузива. Одних градиентов температуры, связанных с прогревом флюидопроводников гидрофлюидами, по-видимому, бывает недостаточно для развития необходимой для рудообразования гидродинамики теплообмена. Этим в значительной мере, вероятно, обуславливается «контактово-ореольное» положение большинства метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саяна. Взаимосвязи и конкурентные отношения между первичными тепловыми флюидопроводниками и высокопроницаемыми канальными флюидопроводниками, по-видимому, и создают в период развития динамических флюидопроводников ту сложную гамму типов метасоматических месторождений от собственно-контактовых до трещинных гидротермальных, которая проявляется в железорудных месторождениях цветных металлов и колчеданов.

Попадая по тепловым интрузивным флюидопроводникам в горизонты слабо прогретых пород и обстановку резких локальных температурных градиентов, флюиды оказываются способными к производству локальных гидроразрывов при взрывообразных фазовых расслоениях, чему содействует пульсационный тектонический режим рудоконтролирующих зон разломов. Это ведет иногда к развитию здесь врезко гетерогенной обстановке тектонических и гидротермально-взрывных брекчий, а также метасоматических брекчий различного генезиса.

### **БЕСТРЕЩИННОЕ ОБРАЗОВАНИЕ ЖИЛОВИДНЫХ ТЕЛ ПРИ ДИФФУЗИИ КОМПОНЕНТОВ В ПОРИСТЫХ ПОРОДАХ**

Среди многих оригинальных исследований Г. Л. Поспелова важнейшее место занимает открытие явления формирования в породах жиловидных тел вне трещин при диффузии реагентов (обычно встречной) в пористом пространстве пород. Исследование морфологии метасоматитов на многих месторождениях Сибири привело Г. Л. Поспелова к мысли, что в ряде случаев жиловидные гидротермальные образования не контролируются «первичной» трещиноватостью, скорее, само образование таких тел вызывает разрушение горных пород. Эти наблюдения требовали экспериментальной проверки. Поэтому Г. Л. Поспелов с группой сотрудников примерно в течение полутора десятилетий проводил экспериментальные исследования формирования жиловидных тел при встречной диффузии реагентов.

Анализ полученных экспериментальных результатов показал, что бестрещинное жилообразование является сложным динамическим процессом, в ходе которого происходят не только многократная структурная перестройка формирующегося тела и изменение его местоположения в системе, но и перестройка структуры самой породы, в которой развивается этот процесс, при этом протекают такие явления, как диспергирование и дробление, подобное тектоническому.

В основу описания наблюдаемых процессов были положены идеи и методы осадочной хроматографии. Впечатления от наблюдений по вторичному переотложению осадков оказались новыми и для данной отрасли физической химии, поэтому часть информации, представляющей интерес для химиков, была опубликована в специальных периодических изданиях.

Интересные для рудной геологии экспериментальные наблюдения сводятся к следующему. Место заложения жиловидного тела вне трещин при диффузии реагентов в поровом флюиде зависит от соотношения скоростей диффузии отдельных ионов и текстурно-структурных особенностей пород. Осадок начинает выпадать тогда, когда в результате реакций диффундирующих компонентов достигается необходимая величина их произведения растворимости.

Однако после отложения осадка в нем происходит структурная перестройка, связанная с наличием градиента концентраций реагирующих компонентов в окрестностях формирующейся зоны и внутри этой зоны. Конечная морфология жиловидного тела зависит от взаимодействия сложного комплекса динамических и структурно-текстурных факторов, при этом начальная и конечная морфология тела существенно различаются между собой. Процесс оказался настолько сложным, что получил лишь качественное описание. Попытки построить количественную теорию процесса позволили лишь приблизительно описать распределение концентраций в системе и указать возможное место отложения первичного осадка.

В теории пока не удалось учесть всех результатов экспериментальных наблюдений. В частности, использование данных по изменению электропотенциалов при встречной диффузии реагентов позволило установить, что поровые флюидные среды в замкнутых системах не являются одно-

родными, а испытывают пространственно выраженную гетерогенизацию, обусловленную динамосорбционными процессами, структурой граничных пленок и строением двойного электрического слоя.

Экспериментально были подтверждены представления Г. Л. Поспелова о том, что формирующиеся жиловидные тела вне трещин деформируют и разрушают породы. Уплотнение тела и рост кристаллов развивают такие усилия, которые превышают прочность на скальвание исследованных пород (гранит, кристаллические сланцы и т. д.). Анализируя опытные данные, Г. Л. Поспелов показал, что «кристаллотектоническая» деформация приводит к развитию микро- и макролокальных напряжений, играющих существенную роль в структурных деформациях в зоне рудообразования. К сожалению, эти весьма интересные исследования остались незавершенными, хотя полученные материалы позволили Г. Л. Поспелову развить существующие представления о механизмах гидротермальных, и в частности метасоматических, процессов. Многие идеи Г. Л. Поспелова о характере бестрещинного образования жиловидных тел уже взяты на вооружение геологами-рудниками.

### ТИПЫ И МЕХАНИЗМЫ МЕТАСОМАТОЗА

Пожалуй, ни одна сторона геологии не привлекала столь пристальному вниманию Г. Л. Поспелова, как метасоматическая. И это не удивительно, поскольку исследование динамики метасоматических процессов находится на стыке многих дисциплин эндогенной геологии и ряда разделов фундаментальных наук. Формы проявления метасоматоза бывают настолько «невероятны» или «парадоксальны», что не могут не привлечь внимания вдумчивого наблюдателя. Они заставляют искать не только наиболее общие связи и отношения, регулирующие развитие процесса замещения, но и приступить к выяснению тончайших нюансов механизма переноса тепла и массы как в локальных зонах, так и в системе в целом. Проблема же классификации форм метасоматоза является далеко не тривиальным моментом построения обобщенной теории метасоматоза. Г. Л. Поспелов (1973, с. 19) замечает: «Их классификации по минеральным парагенезисам, геохимическим или структурно-вещественным ассоциациям (рудные, окolorудные и т. д.), в сущности, имеют частный характер. Общая классификация метасоматитов практически отсутствует».

В отличие от Д. С. Коржинского и представителей его школы Г. Л. Поспелов искал возможности раскрыть существо связей и отношений в метасоматических явлениях, в первую очередь, через детальные проявления структурных форм. Будучи еще совсем молодым исследователем в конце 30-х и начале 40-х годов, изучая редкометальные и полиметаллические месторождения Сибири, Г. Л. Поспелов выявил, что характерной структурной особенностью развития метасоматических процессов является двойственность форм проявления. В одних случаях, они зависят от литологии и текстурно-структурных особенностей замещаемых пород, в других — полная независимость от таковых. При этом для данного процесса характерно неоднородное, пятнистое или «блочное» проявление новообразований среди неизмененных и слабо измененных пород, развитие жиловидных метасоматических тел в трещиноватых зонах и образование реликтовых «антижил» при экранировании трещинами гидротермальных растворов. Позднее при изучении закономерностей формирования магнетитового железоруднения Г. Л. Поспелов установил, что «микро» и «макроблочность» являются не только локальными закономерностями метасоматоза. «Блочность» метасоматоза проявляется на всех уровнях существования гидротермальной системы, поскольку сами метасоматические рудные тела, состоящие из пятен бедных и богатых руд, являются, по существу, серией «блоков», имеющих свои закономерности появления

и размещения в пределах определенных структурных зон гидротермальных систем.

То же можно сказать и о развитии околорудных метасоматических пород. Следовательно, в метасоматических процессах в зависимости от масштаба их проявления существует определенная структурная иерархия. При этом их характерной особенностью является «блочность» развития замещения субстрата как на микро-, так и макроуровне. При этом следует иметь в виду, что метасоматоз может проявляться как псевдоморфно, так и структурно независимо от строения вещества замещаемого субстрата, — избирательно замещать отдельные минеральные образования или быть «нечувствительным» к неоднородностям в составе субстрата, унаследовать частично его состав или полностью «уничтожить». Границы метасоматических тел при этом могут быть постепенными и резкими. Даже столь краткое изложение структурно-морфологических и химических проявлений замещения в породах позволяет предвидеть сложности при построении классификации типов и форм метасоматоза, которые являются базой для количественной теории метасоматоза. Ясно сознавая эти трудности, Г. Л. Поспелов попытался систематизировать формы проявления метасоматоза в виде следующих взаимосвязанных классификационных схем (табл. 1, 2, 3).

Явления геологического замещения обнаруживаются в широком спектре термодинамических условий, в таких процессах, как диагенез и выветривание, метаморфизм или магматизм. Различные по генетическому

Т а б л и ц а 1

Общие типы метасоматитов

А	Характерные наложения	Монотипные (монометасоматиты)		Политипные (полиметасоматиты)	
		Начальные моностадийные	Стадийнообособленные	Совмещенные полистадийные	Совмещенные разноэтапные полхронные
Б	Полнота преобразования	Миксометасоматиты		Сплошные метасоматиты	
		Рассеянные	Реликтоносные	Унаследованные	Заменные
В	Вещественные преобразования	Трансформационные		Наложенные	
		Староминеральные	Новоминеральные	Перераспределенные	Вещественнозаменные
Г	Структурные преобразования	Реликтово-структурные		Апоструктурные	
		Структурно-включенные	Структурно-останцевые	Структурно-унаследованные	Структурно-заменные
	Структурная типизация	Миксопятнистые, миксоленчатые, микрополосчатые		Контурно-унаследованные	Контурно-независимые
		Буалевые Вкрапленные Блочные Жильные	Активуальные Активкрапленные Антиблочные Антижильные	Теневые структурно-наведенные	Новоструктурные

Общие типы апосом (метасоматических тел)

А	Характер наложения	Моноапосомы	Полиапосомы
Б	Полнота замещения	Мпксоапосомы	Сплошные апосомы
В	Вещественные преобразования	Трансформационные апосомы	Вещественно-заменяющие апосомы
Г	Структурные преобразования	Структурно-унаследованные (просвечивающе-структурные) апосомы. Псевдоморфозы	Структурно-наложенные апосомы Вставные тела
Д	Характер внутреннего строения	Простые одиночные апосомы	Составные агрегативные апосомы

Таблица 3

Типы новообразований в земной коре по соотношениям замещения и заполнения

Новообразования внутри земной коры		Процесс	Порода	Тело	
Все внутрикоревые тела	Все проявления заполнения и замещения	Эндосоматоз	Эндосоматиты	Эндосоматиты	
Вставные тела	Замещение преобладает	Замещение через деструкцию решеток и перераспределение компонентов	Метаморфизм	Метаморфит	Метасомы
		Замещение через наложенное полостеобразование и заполнение полостей, а также новообразовательные процессы	Метасоматоз	Метасоматит	Апосомы
Внедренные тела	Заполнение преобладает	Заполнение внутрипородного пространства (пор, микротрещин)	Интрасоматоз	Интрасоматит	Интрасоматиты
		Заполнение макрополостей в геологических толщах (телах)	Интерсоматоз	Интерсоматит	Интерсоматиты

типу процессы геологического замещения перекрывают друг друга. Что же объединяет столь различные формы действующих в системе сил (электрохимических, гидродинамических, электрических, тепловых и т. д.)? Г. Л. Поспелов показал, что существует две особенности процессов метасоматоза, которые позволяют рассматривать их физику с единой точки зрения: 1) наличие «граничной фазы» между флюидной и твердой фазами, где в граничной зоне протекают явления обмена веществом и энергией; 2) сходное строение этой «рабочей зоны» в метасоматической системе вне зависимости от механизма переноса, обмена и термодинамических условий протекания процесса. Установление этих соотношений позволяет теоретически и экспериментально изучать как конкретные виды взаимодействия на фазовой границе, или «граничной фазе», так и механизмы переноса массы, а также динамику возникновения перемещения фронтов замещения и динамику их структуры.

Полевые наблюдения, лабораторные эксперименты, анализ данных по физико-химии «граничных фаз» убедили Г. Л. Поспелова в том, что существует не только «химический» но и «физический», или «диспергитный», метасоматоз. Последний является следствием разрыхления, взламывания и уноса «микроблоков» решетки минеральных фаз под действием «граничной фазы» флюида, адсорбированной на поверхности твердых тел. В общем случае «диспергирование», по-видимому, сопряжено с «химическим растворением». Детали взаимоотношений, последовательности отдельных актов замещения и т. д. экспериментально Г. Л. Поспелов изучить не успел, но ему удалось наметить подходы к их исследованию. Они заключены в предложенной им качественной схеме строения «рабочей зоны» метасоматической системы, которая представлялась ему в следующем виде (табл. 4). Таким образом, все разнообразие актов замещения можно свести к взаимодействию двух подсистем: зоны «разрыхления», «взламыва-

Таблица 4

Типы массопереноса в функциональной системе метасоматоза

Участие поверхностной энергии и размеры флюидопроводящих каналов	Общие типы массопереноса, различающиеся по массе переносимых единиц вещества		
	«молярный» (конвективный)	«молярно-молекулярный» (конвективно-диффузионный)	«молекулярный» (диффузионный)
Массоперенос происходит в объемной фазе без участия поверхностной энергии в щелях и порах $r > 10^{-5}$ см	Конвективный (фильтрационный)	Конвективная диффузия	Диффузия: самодиффузия концентрационная диффузия термодиффузия электродиффузия гравидиффузия
Комбинированный массоперенос в объемной и граничной фазах в щелях и порах $r >$ и $r < 10^{-5}$ см	Капиллярное всасывание и вытеснение	Пленочное течение (пленочный осмос)	Диффузионный (осмос)
Массоперенос в граничной фазе с участием поверхностной энергии в щелях и порах $r < 10^{-5} - 10^{-7}$ см	Конвекция увлечения (увлечение макромолекулярным массопереносом)	Пристеночное скольжение	Диффузионный (осмос): фольмеровская диффузия квудсеновская диффузия, или эффузия самодиффузия концентрационная диффузия термодиффузия электродиффузия гравидиффузия

ния», откуда выносятся вещество субстрата («забойная зона», по Г. Л. Поспелову) и зона переноса массы («транзитная зона», по Г. Л. Поспелову). Результатом работы этих двух подсистем является появление третьей, где формируется «метасоматит». Г. Л. Поспелов назвал ее «конденсационной зоной функциональной микросистемы метасоматоза».

Конкретная структурная и термодинамическая обстановка функционирования этих зон приводит к известному многообразию морфоструктурных типов метасоматоза. При этом наиболее существенную роль играют микро- и макроструктуры проницаемых зон в породах, где происходит перенос массы и «агрегатное» состояние флюида (наличие или отсутствие в нем газовых пузырей, коллоидных частиц и т. д.). Г. Л. Поспелов экспериментально и на природных проявлениях метасоматоза показал практически не ограниченные варьирование и взаимопереходы структурно морфологических типов замещения, которые являются результатом действия широкого спектра условий протекания и характера движущих сил метасоматоза в природе. Так, отражением сложности явлений замещения может быть наличие «магматотипных пород», которые сформировались в результате «порфиризации» осадочных или метаморфических пород, образование «порфиробластов» кварца, амфибола и т. д. в известняках или сланцах, «ореольных» зон вокруг интрузивов и т. п. Хотя Г. Л. Поспелов изучал метасоматические явления более тридцати лет, к концу жизни, по его собственному убеждению, ему удалось написать работу, которую можно охарактеризовать как «постановочное исследование». Метасоматические явления столь сложны и многообразны, что даже весьма одаренному исследователю, каким был Г. Л. Поспелов, удалось создать только «введение в физические проблемы метасоматоза»: Однако, несомненно, его труды в данной области будут одним из «блоков» фундамента обобщенной количественной теории динамики метасоматических процессов, которая в последующем будет построена учеными, работающими над проблемами метасоматоза и теми, кто придет им на смену.

#### **РАЗРАБОТКА Г. Л. ПОСПЕЛОВЫМ ФИЛОСОФСКО-МЕТОДОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ ЭНДОГЕННОЙ ГЕОЛОГИИ**

Философские проблемы естествознания и (особенно геологии) на протяжении всей творческой жизни Г. Л. Поспелова были предметом его живейшего интереса. К ним он неоднократно обращался в научных и публицистических работах.

В конце 50-х и начале 60-х годов в геологической и публицистической литературе широко обсуждались некоторые философские аспекты геологии, ее места в ряду других естественных наук и особенно проблемы внедрения в ее методы достижений «смежных» «точных» наук (математики, физики, химии и т. д.), проблема актуализма и т. д. Ряд положений, рассмотренных в ходе этой дискуссии, представляют сейчас уже лишь исторический интерес, другие до сих пор не потеряли своей значимости.

В частности, в геологических исследованиях при выявлении генезиса до сих пор весьма актуальна проблема раскрытия «конвергентной неопределенности» (термин Г. Л. Поспелова) или сходства вещественных следов геологических процессов, зафиксированных в геологическом предании в виде минеральных парагенезисов, текстурно-структурных черт строения геологических тел и т. д. В прошлом предметом многолетней дискуссии происхождения гранитов было наличие «конвергентной неопределенности», в настоящее же время — генезис ряда типов рудных месторождений. Обсуждая проблему конвергентности следов геологических процессов, Г. Л. Поспелов показал, что раскрытие «конвергентной неопределенности» возможно лишь через выявление специфических черт

и отношений в каждом геологическом процессе. Единичные «факты» или аналогии, как часто это делается в практике генетических исследований, вопроса не решают.

Г. Л. Поспеловым разрабатывались также такие философско-методологические или этические проблемы, как определение и описание «геологической формы движения материи» или «наука и нравственность». Но наиболее последовательно им развита методология геологических явлений с позиций системного и модельного подхода.

Общеизвестно, что «метод» есть способ исследования, познания материального мира. При этом существо «метода» определяется не приемами наблюдения, а способом отображения в сознании специфических законов природы, свойственных определенной форме движения материи. Объектом исследования геологии как науки является планетарная форма движения материи, а конечной целью — знание законов рождения и развития планет для удовлетворения практических нужд общества полезными ископаемыми и предсказания путей эволюции Земли. Следовательно, спецификой геологического «метода» является набор таких приемов наблюдений и логических конструкций, которые должны вести к разрешению стоящих в каждый этап развития геологии практических и теоретических задач. К обычным трудностям, с которыми сталкиваются и другие естественные науки, в геологии прибавляются специфические проблемы. Человек, исследуя планету и протекающие в ней процессы, является свидетелем бесконечно малого периода времени ее существования. По существу, геолог изучает зафиксированные отрывки следов прошедших геологических событий, по которым должен не только воссоздать реальную их картину, но и прогнозировать наиболее вероятные их реализации в местах, которые им еще не исследовались. Однако, как уже говорилось выше, во многих случаях различные процессы оставляют после себя довольно сходные следы в геологическом предании. Раскрытие конвергентной неопределенности возможно путем углубленных исследований явления с привлечением разных методов наблюдения, а также математического и физического моделирования предполагаемых процессов или их элементов. Однако моделирование геологических процессов — пока один из наиболее слабо разработанных разделов теоретической геологии.

Результаты исследований в этом направлении в трудах Г. Л. Поспелова сводятся к следующему. При проведении моделирования геологического процесса с целью выявления его физики или физико-химии необходимо несколько отвлекаться от собственно геологического его содержания. При этом качественная геологическая схема (модель) процесса должна быть расчленена на такие элементы, которые могут быть на данном уровне его познания и разработки необходимого математического аппарата (конструктивных возможностей экспериментатора) подвергнуты общему физическому или химическому исследованию. При такой работе необходимыми (но недостаточными) являются два условия: 1. Возможность «изоляции» выделенных элементов реального геологического процесса от всей системы с помощью определенных методов измерения или мысленно. 2. Построенная с их помощью абстрактная модель процесса должна отражать наиболее существенные черты реального объекта.

Таким образом, по мнению Г. Л. Поспелова, строится геолого-физическая модель явления. Но обычно такая схема еще весьма сложна и ее затруднительно исследовать в «полном» виде с помощью методов «точных» наук. Поэтому такую модель обычно приходится «сужать», расчленяя на серию условных моделей, собственно физического или химического содержания, которые уже можно подвергнуть соответствующей процедуре математического анализа, воспроизвести на экспериментальном стенде и т. п.

Тем самым геолого-физическая модель, по представлениям Г. Л. Поспелова, является необходимым условием, позволяющим на геологической

основе ставить физические задачи, а на физической — геологические. Поэтому такая модель служит тем связующим звеном между геологией и физикой, которое дает возможность вести анализ, не отрываясь от индивидуальных свойств геологических объектов, путем выражения их сущности через общие свойства материи, расчлененные на отдельные составляющие.

Следует отметить, что построение исходной геологической модели (схемы) процесса требует иногда специфической геологической работы и «геологической формы» отображения ее результатов в виде классификаций, карт, разрезов и т. д. При этом возникают проблемы выработки обобщенных показателей, характеристик и т. п. объекта и разработки принципиально новых геологических моделей в системе их более общего и строгого вида (в сравнение с уже традиционно существующими), которые насыщены большим количеством необходимой информации. Одной из наиболее обобщенных форм геологического моделирования в геологических исследованиях является построение классификаций геологических объектов. Существенно при этом, чтобы классификация строилась по однотипным показателям, что позволяет с определенной точки зрения сопоставить различные явления, процессы и т. п.

Такой подход дает возможность кроме закономерностей, характеризующих групповые свойства геологического объекта через собственно геологические понятия, перейти затем к физическим и химическим показателям.

Следовательно, рациональной последовательностью шагов при моделировании геологических процессов является следующее:

- 1) формулировка геологической «понятийной» модели;
- 2) формулировка на ее основе «геолого-физической» модели;
- 3) собственно физическое или математическое моделирование.

Естественно, перенос результатов моделирования в анализе природы геологического объекта должен идти в обратном направлении. При такого рода исследованиях зачастую успех работы зависит не только от выполнения отмеченных условий, но и от наличия данных по физическим характеристикам сред, которые употребляются в расчетах. К сожалению, это пока одно из наиболее «узких» мест моделирования геологических явлений, особенно эндогенных.

Кроме методологических проблем, моделирование геологических явлений требует разработки методики обоснованного подхода как к выделению «системы» в геологическом процессе, так и к определению рамок ее существования в пространстве и времени, т. е. «динамики» этой «системы». Сложности в этой работе связаны с тем, что динамика геологических процессов включает в себя не только движения твердых, жидких и газообразных геологических масс при наложении определенных физических полей, но и те вещественные и энергетические превращения, которые происходят с ними в ходе этого движения. Часть из этих компонент безвозвратно исчезает, и геолог может судить лишь о вероятности их проявления. С другой стороны, ряд геологических явлений вообще может не иметь аналогов в прошлом и настоящем. Для такого рода процессов задача построения модели даже на уровне геологической понятийной схемы необычайно сложна.

До сих пор в геологической литературе недостаточно разработан вопрос о соотношениях в приложении методов равновесной и неравновесной термодинамики при модельном анализе эндогенных процессов, и в частности, гидротермального рудообразования. В этом отношении Г. Л. Поспелов указывал следующее. Хотя классическая термодинамика отвлекается от механизма переноса и превращения энергии масс в системе, ее структуры и т. п., само выделение исследуемой системы является необходимой предпосылкой динамического анализа. Иначе, хотя исходная для термодинамического анализа модель не является структурной,

само построение этой модели включает в себя работу по созданию структурной модели. При этом для использования методов равновесной термодинамики с ее довольно простым аппаратом требуемый уровень обобщений и конкретных данных значительно ниже, чем в случае приложения методов неравновесной термодинамики, которые позволяют описать динамику явления.

Если в первом случае достаточно самой общей или предварительной постановки задачи с указанием основных смысловых контуров давной геологической системы через физические и физико-химические показатели, то во втором необходимо более сложное моделирование. Здесь должны быть указаны геометрия и размеры системы, а также начальные и граничные условия протекания процесса. При этом, пока приложения физики и химии к проблемам геологии состоят в основном из суммы частных решений, количественные теории явлений находятся в зачаточном состоянии. Работа по построению таких теорий, по-видимому, должна заключаться в последовательном развитии системного подхода при моделировании данного класса геологических явлений с упором на исследование динамики их протекания. При этом, представляя следы деятельности геологических процессов как конечные «ноль-состояния» определенных динамических систем, можно реконструировать по различным непосредственно наблюдаемым и восстанавливаемым по косвенным признакам начальные их состояния. В дальнейшем с их помощью можно поставить и решить прямые и обратные задачи динамики, которые позволяют воссоздать развитие такого явления в пространстве и времени. Совокупность таких решений делает возможным очертить границы варьирования интенсивных и экстенсивных параметров исследуемой системы и подойти к построению обобщенной аналитической теории данного явления.

Научное творчество Г. Л. Поспелова оборвалось в самом начале построения качественных «геолого-физических» моделей ряда важнейших эндогенных явлений: гидротермальных рудообразующих систем, магматогенного замещения, каркасно-флюидных состояний земных недр и т. д. Он был близок к построению качественной замкнутой теории формирования жильовидных тел при встречной диффузии. Существенные шаги в направлении выявления типов и механизмов метасоматоза были уже сделаны.

Многие из перечисленных идей Г. Л. Поспелова используются в практике поисково-съемочных работ, другие послужили основанием для новых экспериментальных и теоретических исследований. Ряд его геологических построений получил подтверждение по мере накопления новых данных. Укажем некоторые характерные примеры такого рода.

Почти два десятилетия назад Г. Л. Поспеловым были разработаны принципы металлогенического прогноза на базе представлений о существовании «сетки» разломов различного масштаба. Они были использованы им и его сотрудниками при изучении железоруднения Кондомского и Тельбесского районов. Накопившиеся теперь геофизические и эксплуатационные данные по указанным районам подтвердили эти построения. Использование идей Г. Л. Поспелова о «геотектонической решетке» позволили Э. Л. Варанду создать среднemasштабную прогнозно-металлогеническую карту Сибирской платформы. Наконец, имеющиеся в настоящее время данные по изучению океанического ложа подтвердили глобальный характер этого типа структур земной коры.

В практике картирования плутонических и вулканогенных пород широко используются идеи о «морфогенетических зонах» интрузивов, «структурах просвечивания» и «порфиризации». Так, И. С. Вахромееву с сотрудниками использование этих идей в практике среднemasштабных поисковых и съемочных работ на Урале позволило существенно уточнить геологические особенности строения некоторых промышленно важных районов Урала и тем самым более обоснованно оценить их перспективность в отношении колчеданного оруднения.

В последние годы широкий отклик среди геологов-рудников нашли идеи Г. Л. Поспелова о строении и развитии гидротермальных рудообразующих систем. Например, на совещании в г. Ереване, посвященном проблеме поисков скрытого оруденения на основе изучения зональности геохимических ореолов, в ряде докладов эти идеи служили фундаментом генетических построений.

Теоретики и экспериментаторы также обращаются к разработкам Г. Л. Поспелова при исследовании гидротермальных рудообразующих процессов. Так, В. С. Голубевым, использовавшим экспериментальные данные Г. Л. Поспелова и его сотрудников по бестрещинному жилеобразованию, была решена задача динамики отложения осадков при встречной диффузии реагентов. Д. В. Калинин с сотрудниками экспериментально были подтверждены идеи Г. Л. Поспелова о решающей роли «граничной фазы» в процессах растворения и переноса компонентов в метасоматических процессах.

Можно привести еще много примеров благотворного влияния идей Г. Л. Поспелова на творчество других исследователей. Но уже из этого краткого перечня приложений его разработок ясно, сколь ярким был талант Г. Л. Поспелова как «генератора идей».

После смерти Г. Л. Поспелова небольшой коллектив сотрудников его лаборатории продолжает развивать и углублять некоторые актуальные «поспеловские» идеи о возникновении и развитии гидротермальных рудообразующих систем, о динамике корового магматизма и т. д. Так, сотрудниками лаборатории экспериментального рудообразования за время, прошедшее со дня смерти Г. Л. Поспелова, опубликована и подготовлена к печати серия монографий (С. С. Лапин — «Магнетитовые рудные тела, их внутреннее строение и магнитные свойства»; В. Н. Шарпов с соавторами — «Динамика эндогенного рудообразования», «Динамика взаимодействия магмы с породами»; А. С. Лапухов — «Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений»; А. Л. Павлов — «Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании»; А. Н. Дударев, А. И. Васильева, В. И. Сотников — «Активизация и перераспределение рудных элементов в неоднородных температурных полях») и десятки статей.

Выше кратко освещены лишь главные направления исследований Г. Л. Поспелова и их основные результаты по вопросам структурной геологии и тектоники, металлогении полиметаллического и железоруденения, физико-химической динамике флюидогенных геохимических процессов, теории метасоматоза, философско-методологическим проблемам науки и др. К сожалению, в настоящей работе мы лишены возможности детально охарактеризовать работы Г. Л. Поспелова по глубинному прогнозированию оруденения, с которыми связаны открытия железорудных, полиметаллических и редкометалльных месторождений. В частности, эксплуатационно-разведочными работами подтверждены предсказанные Г. Л. Поспеловым слепые рудные тела и месторождения по Салаирскому, Таштагольскому, Шерегешевскому и другим рудным полям. С этими исследованиями, поглощавшими основную творческую энергию Г. Л. Поспелова, знаком лишь узкий круг специалистов-геологов. Вместе с тем многомиллионной аудитории Г. Л. Поспелов известен благодаря своим выступлениям по радио и телевидению, острым публицистическим и научно-популярным статьям, посвященным развитию производительных сил Сибири, охране окружающей среды и разумному использованию природных богатств. Эти проблемы могут быть в какой-то мере восполнены при более детальном ознакомлении с его научными и научно-популярными работами, список которых приведен ниже.

Авторы выражают искреннюю признательность супруге Г. Л. Поспелова Ю. И. Шабалиной и его сыну Э. Г. Поспелову за предоставленную возможность ознакомиться с архивными материалами и за помощь в подготовке настоящей статьи к печати.

ОПУБЛИКОВАННЫЕ НАУЧНЫЕ РАБОТЫ  
Г. Л. ПОСПЕЛОВА

- 1936 г. Тектоника Центрального золоторудного месторождения в Мартайге.— В кн.: Сборник научно-технических статей, посвященных X съезду Ленинского комсомола. Томск, «Красное знамя», с. 8—33.
- 1938 г. Салаирский интрузивный комплекс Хакасии и скарновая, аплито-пегматитовая и рудная фазы его развития.— В кн.: Сборник докладов областной научной конференции. Томск, «Красное знамя», с. 17—18.
- 1939 г. О трещинной тектонике интрузивов.— В кн.: Научная конференция по изучению и освоению производительных сил Сибири. Томск, «Красное знамя», с. 78—79.  
Материалы к тектонике интрузивов.— В кн.: Тезисы и аннотации докладов на II конференции молодых ученых Новосибирской области. Томск, «Красное знамя», с. 35—37.
- 1940 г. Проблема развития Земли и современная геотектоника.— В кн.: Научно-техническая конференция в связи с сорокалетним юбилеем учебно-научной деятельности института. Томск, «Красное знамя». 26 с.  
Структуры жильных месторождений, залегающих в кристаллических массивах.— В кн.: Труды научной конференции по производительным силам Сибири. Т. 2. Томск, «Красное знамя», с. 382—398.
- 1942 г. Материалы к тектонике интрузивов.— «Изв. Томского индустриального ин-та», т. 62, вып. 1, с. 39—107.
- 1944 г. Структурная съемка как метод поисков месторождений огнеупорных глин на Салаире.— В кн.: Тезисы и рефераты докладов IV конференции молодых ученых г. Томска. Томск, «Красное знамя», с. 48—49.
- 1945 г. Структурная классификация элювия.— «Докл. АН СССР», т. 48, № 2, с. 127—129.
- 1948 г. Особенности тектоники Кондомской группы железорудных месторождений в Горной Шории в связи с вопросами горного дела.— «Горн. ж.», № 8, с. 3—7. (Совместно с С. С. Лапиным).  
О многоступенчатом раздвоении генетических типов кливажа.— В кн.: Третья геологическая конференция памяти академика М. А. Усова. Изд. Томского политехнического ин-та, с. 51—52.
- 1952 г. О поисковой ценности современных стратиграфических поисковых критериев для скарновых месторождений Западной Сибири.— В кн.: Труды Западно-Сибирского филиала АН СССР. Вып. 12, с. 43—57.
- 1954 г. О роли карбонатов в образовании некоторых скарново-железорудных месторождений Западной Сибири.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», № 2, с. 104—110.
- 1955 г. О явлениях замещения при образовании эффузивовидных пород и об особенностях развития некоторых рудоносных вулканических комплексов Западной Сибири.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, с. 345—372. (Тр. I Всесоюз. петрографич. совещ.).
- 1956 г. Железорудные месторождения Алтае-Саянской области как сырьевая база черной металлургии Западной Сибири.— В кн.: Сообщения о работах Междуведомственной постоянной комиссии по железу. М., Изд-во АН СССР, с. 6—21.
- 1957 г. О типах механических геологических напряжений и геотектонической решетке.— «Изв. восточных филиалов АН СССР», № 1, с. 14—16.

перенос может осуществляться кондукцией или конвекцией, массоперенос — диффузией, свободным течением, конвекцией и т. д. Параметр  $E$  может быть положительным (экзотермические процессы) и отрицательным (эндотермические процессы). Абсолютные величины параметра  $E$  характеризуют мощность, интенсивность и условия теплообмена.

Исходя из изложенного, можно сказать, что продукты динамического геологического процесса требуют для своего описания использования, по крайней мере, пяти обобщенных параметров —  $PTA\Phi E$ , действие которых тесно взаимосвязано. Рассмотрим возможные физические типы эндогенных геологических процессов и некоторые особенности их геологического исследования, исходя из  $PTA$ -параметров. Это вызвано, в первую очередь, тем, что в настоящее время фактические данные о влиянии величин  $\Phi$  и  $E$  на ход геологических процессов еще недостаточны. Строгий учет факторов  $\Phi$  и  $E$  — в основном дело будущего. Здесь же следует отметить, что роль их будет сказываться на выделении более мелких классификационных единиц в пределах главных физических типов процессов, обусловленных  $PTA$ -параметрами, что будет рассмотрено ниже, при анализе конкретных материалов. В частности, группу процессов типа  $TA$  по параметру  $E$  можно разделить на две подгруппы:  $TA E_+$  и  $TA E_-$  и т. д. Теплофизическая модель  $TA E_+$  характеризуется накоплением тепла и потенциальной возможностью разогрева и активизации процесса, модель типа  $TA E_-$  — поглощением энергии, охлаждением и возможным замедлением процесса.

Исходя из  $PTA$ -параметров и их сочетаний можно выделить несколько классов геологических процессов или их физических типов. Прежде всего, следует выделить предельные случаи, когда основную роль играют или давление, или температура, или массообменные явления. Такие случаи достаточно распространены. Будем обозначать их как модели типа  $P$ ,  $T$  и  $A$ . Вместе с тем, в природных системах эти параметры могут оказывать существенное влияние в различных комбинациях. Соответственно мы будем обозначать их как модели типа  $PA$ ,  $PT$ ,  $TA$ ,  $PTA$  и т. п. Интенсивность проявления параметров обозначим буквами  $a$ ,  $b$ ,  $c$  ( $a$  — слабое воздействие фактора,  $b$  — среднее,  $c$  — сильное). Запись интенсивности осуществляется индексом внизу символа соответствующего параметра —  $P_a$ ,  $T_b$ ,  $A_c$  и т. д. Оценка интенсивности параметра часто носит относительный характер и определяется особенностями исследуемой и соседней зон. Если величины действующих факторов определены количественно, то они вносятся в формулу физической модели зоны или геологического тела. Например, если установлено, что исследуемая зона измененных пород сформирована при давлении 500 атм в интервале температур 500—600°С и с привнесом не менее 10 кг/м<sup>3</sup> вещества, то физическая модель зоны запишется в виде

$$[P_{500}T_{500-600}A > 10]_2^{0,6}.$$

Квадратные скобки ограничивают зону. Внизу скобок указано положение зоны относительно источника изменения, а сверху (0,6) — ее мощность в километрах.

Как правило, области активного проявления геологических процессов (метаморфизм, метасоматоз) имеют сложное двух-, трех- и более зональное строение. В качестве примера приведем запись трехзонального ореола контактового метаморфизма гранитоидов Кувашского массива:

$$[PT_a]_1 [PT_b]_2 [PT_c A]_3.$$

Здесь тремя квадратными скобками показано трехзональное строение ореола. Цифрами 1, 2, 3 фиксируется положение зон относительно кон-

Некоторые физические и физико-химические вопросы образования гидротермальных месторождений.— «Геол. и геофиз.», № 10, с. 20—45.

Сорбционные и хроматографические процессы при рудообразовании.— «Колл. ж.», т. XXV, № 2, с. 215—221.

1964 г. Хроматографические явления при рудообразовании.— В кн.: Ионнообменная технология. М., «Наука», с. 261—267.

Внутреципное образование рудных жил и штокверков при сорбционном замещении.— В кн.: Проблемы генезиса руд. М., «Наука», с. 94—111.

1965 г. Деформации горных пород, вызванные развитием в них кристаллов при встречной диффузии реагентов (экспериментальные данные).— «Геол. и геофиз.», № 5, с. 35—48.

1966 г. Периодические осадочные хроматограммы и кольца Лизеганга.— «Колл. ж.», т. XXVIII, № 2, с. 234—238. (Совместно с М. З. Нудманом и др.).

Процессы ритмического роста зон минералообразования типа осадочных хроматограмм и сопровождающие их явления разрушения вмещающих пород.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. IV. Новосибирск, «Наука», с. 182—200. (Совместно с М. З. Нудманом и др.).

Rock deformation caused by crystal growth in counter-diffusion of reagents.— «Int. Geol. Rev.», 1966, v. 8, № 10, p. 1141.

О типах и механизмах метасоматоза (к молекулярной теории метасоматоза).— «Геол. и геофиз.», № 11, с. 3—15.

Модель элементарного процесса образования нефтяной залежи при встрече водонефтяного и солевого растворов.— «Докл. АН СССР», т. 167, № 3, с. 642—644. (Совместно с Л. Е. Козловой).

1967 г. О переходных явлениях от магматического к гидротермальному замещению (на примерах Ирбинской и Тейской железорудных толщ Алтае-Саяна).— В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», с. 47—65. (Совместно с А. Л. Павловым).

Элементы геологического подобия нефтяных и флюидогенных рудных месторождений.— «Геол. и геофиз.», № 11, с. 3—22.

Возможные механизмы образования нефтяных залежей из водонефтяных растворов в продуктивной гидротермальной системе.— В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», с. 381—388. (Совместно с Л. Е. Козловой и А. А. Гонцевым).

Научка и минеральные ресурсы Сибири и Дальнего Востока.— «Геол. и геофиз.», № 10, с. 3—20.

1968 г. Проблемы метода познания в геологии.— В кн.: «Материалистическая диалектика и методы естественных наук. М., «Наука», с. 473—488.

Явления разрушения пород за счет хроматографических эффектов.— В кн.: Проявление горного давления на увлажненных угольных пластах. М., «Наука», с. 25—31.

1969 г. Новый важный этап в изучении геологии и металлогении Казахстана.— «Геол. и геофиз.», № 9, с. 148—151. (Совместно с В. А. Кузнецовым, Ю. А. Кузнецовым и Э. Г. Дистановым).

Проблемы эндогенной динамической флюидитологии. I. Эндофлюидитосфера Земли и формы участия в ней горной массы. II. Общие особенности и типы каркасно-флюидитных динамических систем литосферы.— «Геол. и геофиз.», № 11, с. 9—20; № 12, с. 3—18.

1970 г. Об основных структурно-энергетических уровнях возможных состояний реальных макромасс Земли.— «Геол. и геофиз.», № 5, с. 3—17.

О горно-геологическом содержании дифференциации и зональности горного давления.— В кн.: Проблемы механики горных пород. Новосибирск, «Наука».

Вопросы дифференциации первичного геологического давления в горной массе.— В кн.: Измерение напряжений в массиве горных пород. Новосибирск, изд. ИГД СО АН СССР, с. 10—15.

Ленни и освоение горных богатств Сибири.— «Геол. и геофиз.», № 4, с. 3—10. (Совместно с А. А. Трофимукон).

1971 г. Снижение прочностных свойств и петектоическое дробление пород, вызванное хроматографическими эффектами при рудообразовании.— Тезисы докл.

- на Всесоюзн. совещ. по влиянию физ.-механ. свойств горных пород на рудообразование. М., изд. ИГЕМ АН СССР.
- Активационная литофлюидизация и ее роль при формировании физико-механических свойств горных пород в условиях высоких температур и давлений.— В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев, «Наукова думка», с. 174—177.
- Проблема причинности и явление конвергентной неопределенности в геологии.— В кн.: Современный детерминизм и наука. Новосибирск, изд. Ин-та истории СО АН СССР, с. 126—129.
- Некоторые вопросы эндогенной геодинамики.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», с. 20—61.
- Физика и физико-химия рудообразующих процессов. Новосибирск, «Наука». 242 с. (Составитель и научный редактор сборника).
- Методологические вопросы и задачи геолого-физико-химического и физического моделирования рудообразующих и магматических процессов. Новосибирск, «Наука», с. 3—16.
- Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, «Наука». 212 с. (Научное редактирование сборника).
- Сидеритовые конглобрекции Березовского месторождения. Возможный механизм и физико-химические условия образования. Новосибирск, «Наука», с. 101—134. (Совместно с А. Л. Павловым).
- Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск, «Наука», с. 3—7, (242 с). (Научное редактирование сборника).
- Строение и развитие рудообразующих флюидных динамических систем метасоматических месторождений с полиморфной зональностью (на примере Салаирского рудного поля). Новосибирск, «Наука», с. 8—56. (Совместно с А. С. Лапуховым).
- Динамическая картина кристаллизации не насыщенного в объеме раствора у межфазной границы при его высыхании (экспериментальные данные). Новосибирск, «Наука», с. 180—196. (Совместно с Б. А. Галкиным и др.).
- Гетерогенизация внутривещных растворов в диффузионной системе и ее влияние на заложение бестрещинных хроматографических жил (экспериментальные данные). Новосибирск, «Наука», с. 197—202.
- Элементы кинетики деформаций, связанных с напряжениями, вызванными ростом кристаллов при бестрещинном жидкообразовании (экспериментальные данные). Новосибирск, «Наука», с. 217—229. (Совместно с А. И. Ройтманом и др.).
- Человек и нравственные начала прогресса науки.— В кн.: Наука и нравственность. М., Госполитиздат, с. 74—113.
- 1972 г. Статические и динамические факторы локализации рудных столбов и месторождений.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, «Наука», с. 12—22.
- Диспергиты и автодиспергитизация как важная проблема лито-, петро- и тектогенеза.— «Геол. и геофиз.», № 12, с. 53—73.
- Физическое и физико-химическое развитие магматогенных и рудных систем. М., «Наука». 338 с. (Научное редактирование сборника).
- О месте магматизма в энергостоксовых геодинамических системах.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», с. 290—308.
- 1973 г. Тектонофлюидная нефтепродуктивная динамическая система Предкарпатья.— «Геотектоника», № 4, с. 71—83. (Совместно с Д. В. Гурджием и Ю. Е. Кордяком).
- Конвергентность генетических признаков на примере геологии и ее влияние на анализ причинности как актуальная методологическая проблема естествознания.— В кн.: Проблемы детерминизма в естественных науках. Т. II. Новосибирск, «Наука».
- Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск, «Наука». 355 с.
- Проблема прогноза и геолого-экономической оценки месторождений твердого минерального сырья в свете новых геологических данных и перспективы тех-

нической реконструкции подземных горно-эксплуатационных работ.— «Геол. и геофиз.», № 1, с. 105—110.

Физическое и физико-химическое моделирование рудообразующих систем. Новосибирск, «Наука». 214 с. (Научное редактирование сборника).

Формы структурного контроля нефтенасыщения известняков, сходные с формами структурного контроля зон гидротермального метасоматоза. Новосибирск, «Наука», с. 206—213. (Совместно с Э. Г. Поспеловым).

1974 г. Роль генетических представлений в геологическом прогнозировании скрытого оруденения в магнетитовых месторождениях Горной Шории.— В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железуруднения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, «Наука», с. 8—32.

## НАУЧНО-ПОПУЛЯРНЫЕ И НАУЧНО-ПУБЛИЦИСТИЧЕСКИЕ РАБОТЫ Г. Л. ПОСПЕЛОВА

1947 г. Салаирские мрамора.— «Кузбасс», 25 дек.

1953 г. На конференции сторонников мира.— В кн.: Золотые искорки. Вып. 2. Новосибир. кн. изд-во, с. 207—214.

1956 г. Преобразование Сибири и Наука.— «Лит. газ.», 17 марта.

Разрабатывать научные проблемы Востока.— «Известия», 30 мая. (Совместно с Т. Ф. Горбачевым, Н. А. Чинакалом и М. М. Савкиным).

Край великих возможностей (Сибирь).— «Наука и жизнь», № 11, 12.

1957 г. Сибирь.— «Наш современник», № 1, с. 3—35.

Сибирский центр науки.— «Лит. газ.», 26 дек.

Сибирь — край молодости.— В кн.: Сибирская новь. Новосибир. кн. изд-во, с. 5—43.

Сибирь — богатая земля.— *La deuxième découverte de la Sibirie URSS*.— «Neukelles illustees», № 7.

Гордость моя — Сибирь.— «Сов. Сибирь», 6 окт.

1958 г. Поездка на железную гору Халзун.— «Золотые искорки», № 7, Новосибир. кн. изд-во, с. 130—137.

Новосибирск сегодня.— «Наш современник», № 2, с. 373—374.

В научном центре Сибири.— «Наш современник», № 3, с. 319—321.

Алтай становится железным.— «Огонек», № 3.

Металлы XX века.— «Сиб. огни», № 3.

Наука шагает на Восток.— «Огонек», № 28, с. 12—13.

Алтай.— «Огонек», № 4, с. 4—7.

1959 г. Сибирь.— В кн.: Сибирская целина. М., «Сов. Россия».

Гордость — «Сов. Россия», № 35, 11 янв.

Гигантскими шагами.— «Вечерний Новосибирск», № 22, 27 янв.

Заря над Обским морем.— «Огонек», № 46, с. 24—25. *Morgenröte über dem Ob-meer*.— «Die Sowjetunion heute», 1959, № 36, S. 10—11.

1960 г. Рассказы о науке.— В кн.: Пути в неизвестное. «Сов. писатель», с. 489—515. Большая наука в Сибири.— В кн.: Моя Сибирь. Новосибир. кн. изд-во, с. 238—266.

Богатства Енисейского края (Ангаро-Питский железурудный бассейн).— «Сов. воин», 25 февр.

Знаем ли мы Землю? — «Лит. газ.», № 96, 13 авг.

Большая наука в Сибири.— «Сиб. огни», № 7.

Рассказы об интимном (о творчестве геолога).— В кн.: «Пути в неизвестное» (писатели рассказывают о науке). М., «Сов. писатель».

- 1961 г. Железа в Сибири много.— «Сов. воин», № 69, 22 марта.  
 Вулкан Эбеко.— «Вокруг света», № 9, с. 32—33.  
 Страна шагает на Восток (о Сибири и сибирском научном центре).— «Наш современник», № 10.  
 Шагай, Сибирь.— «Наш современник», № 5.  
 В глубь планеты.— «Лит. газ.», № 139, 23 окт.
- 1962 г. Сибирь железная.— «Сиб. огни», № 5, с. 146—160.  
 Богатства сибирских недр.— «Сиб. огни», № 5.
- 1963 г. Мобилизованные вулканы.— «Вокруг света», № 6, с. 44—47.  
 Размышления о судьбе Байкала.— «Сиб. огни», № 6, с. 154—156.  
 Край сказочных богатств.— «В мире книг», № 11, с. 7—8.  
 На пороге будущего.— «Сов. Сибирь», 18 окт.
- 1964 г. Сибирское чудо.— «Сиб. огни», № 7, с. 144—159.  
 О кладовых природы. О ближнем и дальнем поиске.— «Вечерний Новосибирск», 3 авг.  
 Магматизм Земли.— «Вечерний Новосибирск», 8 янв.
- 1965 г. Надолго ли хватит минеральных богатств Земли.— «Сов. Россия», 10 июня.  
 Планета Земля.— «Лит. газ.», № 129, 30 окт.  
 Богатство и расточительство (по использованию минеральных ресурсов).— «Лит. газ.», № 94, 10 авг.  
 Наука и культура.— «Сов. культура», № 100—102.  
 Рассерженные геологи.— «За науку в Сибирь», № 17, 1 мая.  
 Конструирование Сибири.— «Лит. газ.», № 134, 11 окт.
- 1966 г. Геология и физика.— «Знание — сила», № 9.  
 Сибирь и наука.— «Сов. Сибирь», 29 марта.
- 1968 г. Вперед к расцвету науки во имя блага людей! — «Лит. газ.», 1 янв., с. 15.  
 (Ответ архиепископу Иоанну Сан-Францисскому).  
 Что такое природопользование.— «Неделя», № 13. (Совместно с А. А. Трофимуком).  
 Открытие Сибири.— «Наука и техника», № 1.  
 Талант в труде.— «Правда», 10 июня.
- 1973 г. Красота камня.— «Правда», 21 марта.

# ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И РАСЧЕТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

А. Н. Дударев

## ГЕОЛОГО-ФИЗИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЭНДОГЕННЫХ ОБЪЕКТОВ И ИХ КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ЗАПИСЬ

Современное распределение физических и химических свойств горных пород в геологических объектах отражает ход геологических процессов и историю их формирования. Не менее важно и то, что особенности протекания палеогеологических эндогенных процессов можно записать по физическим свойствам, установленным в результате измерений конкретных образцов горных пород, отобранных в соответствующих генетических зонах и участках геологических тел, или по статистическим петрофизическим материалам. По показателям плотности ( $\sigma$ ), теплоемкости ( $C$ ), теплопроводности ( $\lambda$ ), температуропроводности ( $a$ ), теплот растворения ( $H$ ) и другим параметрам (перечень свойств может быть представлен любым рядом физических свойств либо даже одним параметром, если другие не измерялись) можно записать петрофизическую модель сложного эндогенного тела с учетом его генетических и структурных особенностей. Ниже рассматривается один из возможных вариантов подобной записи — числовые петрофизические матрицы.

### ТИПИЗАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ И ПРОЦЕССОВ ПО ИХ ФИЗИЧЕСКИМ ПОКАЗАТЕЛЯМ

Наиболее общими физическими параметрами, применяемыми в геологии для характеристики состояния геологических тел и процессов, являются: давление ( $P$ ), температура ( $T$ ) и параметр, описывающий динамику вещества (объема). Этот параметр мы будем обозначать в дальнейшем как параметр  $A$  (аналог величины  $V$ ). Взаимодействие параметров  $PTA$  ( $V$ ) и интенсивность их проявления обуславливают характер и конечные результаты геологических процессов.

Однако в области кинетических и динамических условий реализации геологических процессов большую роль начинают играть еще две обобщенные характеристики — физические свойства среды, в которой совершаются процессы, и ее энергетические особенности. Назовем первые «параметром»  $\Phi$ , а вторые — «параметром»  $E$ . Необходимо заметить, что в случае равновесного протекания процессов параметры  $\Phi$  и  $E$  играют также существенную роль, обуславливая скорость достижения в системе состояния равновесия.

В физике важным параметром состояния вещества (системы) служит объем, занимаемый веществом при тех или иных  $PT$  условиях. При изучении и описании равновесных систем и систем, характеризующихся «свободными» изменениями объема (параметра  $V$ ), параметр  $V$  является определяющим. Однако в случае геологических процессов, многие из которых осуществляются при постоянном объеме, большую роль начинают играть явления выноса — привноса, уплотнения — разрыхления вещества. В подобных случаях большое значение приобретает привнос — вынос вещества, определяемый параметром  $A$ .

О роли факторов  $\Phi$  и  $E$  в эндогенных геологических процессах свидетельствуют следующие примеры. В зависимости от параметра  $\Phi$  тепло-

перенос может осуществляться кондукцией или конвекцией, массоперенос — диффузией, свободным течением, конвекцией и т. д. Параметр  $E$  может быть положительным (экзотермические процессы) и отрицательным (эндотермические процессы). Абсолютные величины параметра  $E$  характеризуют мощность, интенсивность и условия теплообмена.

Исходя из изложенного, можно сказать, что продукты динамического геологического процесса требуют для своего описания использования, по крайней мере, пяти обобщенных параметров —  $PTA\Phi E$ , действие которых тесно взаимосвязано. Рассмотрим возможные физические типы эндогенных геологических процессов и некоторые особенности их геолого-физического исследования, исходя из  $PTA$ -параметров. Это вызвано, в первую очередь, тем, что в настоящее время фактические данные о влиянии величин  $\Phi$  и  $E$  на ход геологических процессов еще недостаточны. Строгий учет факторов  $\Phi$  и  $E$  — в основном дело будущего. Здесь же следует отметить, что роль их будет сказываться на выделении более мелких классификационных единиц в пределах главных физических типов процессов, обусловленных  $PTA$ -параметрами, что будет рассмотрено ниже, при анализе конкретных материалов. В частности, группу процессов типа  $TA$  по параметру  $E$  можно разделить на две подгруппы:  $TA E_+$  и  $TA E_-$  и т. д. Теплофизическая модель  $TA E_+$  характеризуется накоплением тепла и потенциальной возможностью разогрева и активизации процесса, модель типа  $TA E_-$  — поглощением энергии, охлаждением и возможным замедлением процесса.

Исходя из  $PTA$ -параметров и их сочетаний можно выделить несколько классов геологических процессов или их физических типов. Прежде всего, следует выделить предельные случаи, когда основную роль играют или давление, или температура, или массообменные явления. Такие случаи достаточно распространены. Будем обозначать их как модели типа  $P$ ,  $T$  и  $A$ . Вместе с тем, в природных системах эти параметры могут оказывать существенное влияние в различных комбинациях. Соответственно мы будем обозначать их как модели типа  $PA$ ,  $PT$ ,  $TA$ ,  $PTA$  и т. п. Интенсивность проявления параметров обозначим буквами  $a$ ,  $b$ ,  $c$  ( $a$  — слабое воздействие фактора,  $b$  — среднее,  $c$  — сильное). Запись интенсивности осуществляется индексом внизу символа соответствующего параметра —  $P_a$ ,  $T_b$ ,  $A_c$  и т. д. Оценка интенсивности параметра часто носит относительный характер и определяется особенностями исследуемой и соседней зон. Если величины действующих факторов определены количественно, то они вносятся в формулу физической модели зоны или геологического тела. Например, если установлено, что исследуемая зона измененных пород сформирована при давлении 500 атм в интервале температур 500—600°С и с привнесом не менее 10 кг/м<sup>3</sup> вещества, то физическая модель зоны запишется в виде

$$[P_{500}T_{500-600}A > 10]_2^{0,6}.$$

Квадратные скобки ограничивают зону. Внизу скобок указано положение зоны относительно источника изменения, а сверху (0,6) — ее мощность в километрах.

Как правило, области активного проявления геологических процессов (метаморфизм, метасоматоз) имеют сложное двух-, трех- и более зональное строение. В качестве примера приведем запись трехзонального ореола контактового метаморфизма гранитоидов Кувашского массива:

$$[PT_a]_1 [PT_b]_2 [PT_c A_a]_3.$$

Здесь тремя квадратными скобками показано трехзональное строение ореола. Цифрами 1, 2, 3 фиксируется положение зон относительно кон-

такта массива (1 — наиболее удаленная зона). Сочетания параметров внутри скобок определяются физическими условиями в той или иной части ореола и содержат общую информацию об интенсивности проявлений *РТА*-параметров.

Процессы, относимые к виду *РТ*, характеризуются взаимодействием давлений и температур без привноса — выноса вещества. Это — процессы «сухого» контактового метаморфизма, перекристаллизации при региональном метаморфизме (массоперенос отсутствует), тектонометаморфизм и т. д. В основе геолого-физической модели этой группы процессов лежат представления либо о погружении толщ пород на глубину (возрастание *РТ*-параметров), либо о внедрении расплавленного магматического вещества, термическое воздействие которого на окружающие породы не сопровождается привносом вещества (исключая  $H_2O$  и  $CO_2$ ). В зависимости от физических свойств пород, времени застывания интрузии и ее размеров вокруг интрузивного тела устанавливается неоднородное температурное поле. Теплофизические задачи нахождения полей температур, времени прогревания, температурной зональности и т. п. в этих случаях решаются с помощью уравнений теплопроводности Фурье, Стефана (при учете фазовых превращений). Теория кондуктивного теплопереноса для рассматриваемого класса процессов разработана в настоящее время детально [1, 2, 3, 4 и 5].

Если в задачи о теплопереносе вводятся источники или стоки тепла заданной мощности, скорость перемещения которых есть функция температуры, то начинается «работать» решение Стефана. Математический анализ этой задачи значительно усложняется. Появляется необходимость количественной оценки тепловых эффектов отдельных стадий процесса [6].

Группа процессов типа *РА* характеризуется интенсивным переносом вещества в изотермических условиях при переменном давлении. Сюда относятся различные послонные, пластовые, подкоровые течения вещества. Решение задач этого типа имеет больше гидродинамический характер. Особенности их определяются количеством движения и переносимой массы в зависимости от геометрии свободного пространства среды и барических условий. В теплофизическом отношении эти процессы не представляют интереса, если они не связаны с изменениями энергетических характеристик сред.

Группа процессов типа *РТА* включает процессы метасоматоза и интенсивного регионального метаморфизма. Эта группа объединяет наиболее сложные геологические явления, в ходе которых наряду с теплопереносом существенную роль играет и перенос вещества. Помимо кондуктивного переноса в них широко развиты диффузия, конвекция и т. п. Совместное аналитическое исследование явлений тепло-, массопереноса в подобных условиях проведено лишь для отдельных частных случаев и большей частью для промышленных установок [7, 8]. Описание этого класса процессов в общей теплофизике и практическое решение задач осуществляется различными приближениями, интегральными или балансными методами, методами моделирования и т. п.

Исследования задач этого типа в геологии стали развиваться интенсивно лишь в последнее десятилетие, и в настоящее время именно здесь закладываются основы геологической теплофизики. Из работ этого направления следует назвать исследования С. Кларка [9], посвященные рассмотрению температурного поля при течении жидкости в трещине, П. Лаффита [10] — о взаимодействии раствора в трещине с боковыми породами без учета конвективной составляющей, В. Д. Пампуры и В. Н. Кочергина [11] — об изучении гидротерм, В. Н. Шаропова [12]. Однако наиболее многочисленные исследования теплофизических явлений рассматриваемой группы процессов проводятся при изучении современных гидротермальных областей и горячих подземных вод [13, 14].

## ЧИСЛОВЫЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ МАТРИЦЫ

Запись физических особенностей геологических тел, выраженная в специальных колонках цифр, представляет числовую петрофизическую матрицу, отражающую изменения физических характеристик соответствующих его частей при метаморфизме и метасоматозе. Такая числовая петрофизическая матрица вместе с соответствующей ей физической формулой модели процесса отражает структурно-исторические и генетические особенности геологических объектов через физические показатели, т. е. является определенной формой их записи, базирующейся на конкретных геологических и петрофизических данных.

Несколько слов о методике записи и оформления матриц. Петрофизическая матрица конкретного геологического объекта в общем виде содержит следующие данные:

привязка объекта (указание массива, профиля района, его геологическая характеристика и т. п.);

физическая модель геологического тела или процесса;

запись физических параметров в принятой форме;

запись приращений свойств между зонами объекта.

В формуле физической модели объекта отдельные части или зоны объекта заключаются в квадратные скобки, индекс около которых ввиду (1, 2, 3....) означает положение данной зоны в генетическом ряду относительно основного источника наблюдаемых изменений. Так, индекс «1» означает исходную породу, индекс «2» — первую ступень изменения, индекс «3» — вторую и т. д. Как уже отмечалось, внутри скобок дается ряд цифр, характеризующих средние величины физических свойств пород внутри структурного элемента (зоны). Первая цифра относится к исходной породе рассматриваемой зоны (участка, элемента), а последняя характеризует конечный продукт. Иногда внутри участка или зоны наблюдается наложение вторичных процессов. В таком случае в матрицу зоны вводится третья цифра, характеризующая параметр породы, измененной этим процессом. Кроме петрофизических параметров, в матрицу геологического тела можно ввести химические, минералогические, геологические и другие показатели.

В связи с использованием нового способа записи конечных результатов измерений физических свойств пород конкретных геологических объектов при помощи числовых петрофизических матриц остановимся кратко на сравнении его с уже известными. Среди последних отметим главные — табличные, профильные (координатные) и картографические. Все они широко используются на всех стадиях петрофизических исследований: запись наблюдений, статистическая обработка, привязка к геологической обстановке, конечный анализ и т. д. Однако когда появляется необходимость исследовать типичные геолого-физические структуры эндогенных тел, провести типизацию их по физическим показателям, оказывается, что для этой цели более всего подходят числовые петрофизические матрицы. Заметим, что приводимые нами записи еще далеко не совершенны, но они уже позволяют в сжатой форме выразить тип физического строения геологического объекта с сохранением динамики изменения его физических свойств, с сохранением его структурных и генетических особенностей.

Представляется, что подобная форма записи более наглядна (по сравнению с профильными и картографическими), более лаконична (по сравнению с табличными), может нести большую информационную нагрузку (включение других характеристик), более «мобильна» при изучении вопросов зональности и стадийности процессов. В наших исследованиях составление числовых петрофизических матриц преследует лишь одну цель — установление геолого-физического типа структуры эндогенных геологических тел. Что же касается других возможностей применения

матриц, то они требуют специальных исследований. Нами петрофизические матрицы построены для геологических объектов, исследованных ранее [15, 16, 17, 18].

### Матрицы ореолов контактового метаморфизма

С х е м а 1. Кувашский гранитоидный массив (Горный Алтай), профиль 2, двухзональный ореол. Физическая модель ореола:  $[PT_a]_1 [PT_b]_2$ . Зона  $[PT_a]_1$  — песчаники и сланцы, зона  $[PT_b]_2$  — ороговикованные породы и роговики.

$\sigma$	2,81 — 2,71	2,83 — 2,71
$C$	0,287 — 0,322	0,242 — 0,327
$\lambda$	9,9 — 4,9	9,23 — 5,27
$a$	13,1 — 5,6	13,6 — 2,95
$H$	1070 — 1240	1010 — 1245
	] <sub>1</sub>	] <sub>2</sub>
$\Delta\delta$	[ — 0,10	[ — 0,12
$\Delta C$	[ + 0,35	[ + 0,085
$\Delta\lambda$	[ — 5,0	[ — 3,96
$\Delta a$	[ — 8,1	[ — 10,7
$\Delta H$	[ — 170	[ — 235
	] <sub>1</sub>	] <sub>2</sub>

С х е м а 2. Кувашский гранитоидный массив (Горный Алтай), профиль 1, трехзональный ореол. Физическая модель ореола:  $[PT_a]_1 [PT_b]_2 [PT_cA_a]_3$ . Зона  $[PT_a]_1$  — песчаники и сланцы, зона  $[PT_b]_2$  — ороговикованные породы и роговики, зона  $[PT_cA_a]_3$  — роговики.

$\sigma$	2,74 — 2,69	2,68 — 2,66	2,67 — 2,87
$C$	0,274 — 0,389	0,302 — 0,351 — 0,281	0,326 — 0,281 — 0,307
$\lambda$	3,84 — 17,2 — 7,5	6,0 — 13,2 — 4,8	3,6 — 7,1
$a$	5,1 — 21,4 — 10,3	7,3 — 14,3 — 6,7	6,7 — 8,7
$H$	1540 — 1660 — 1510	1640 — 1015	1325 — 1380 — 1345
	] <sub>1</sub>	] <sub>2</sub>	] <sub>3</sub>
$\Delta\sigma$	[ — 0,05	[ — 0,02	[ + 0,20
$\Delta C$	[ + 0,115	[ — 0,021	[ — 0,019
$\Delta\lambda$	[ + 3,7	[ — 1,2	[ + 3,5
$\Delta a$	[ + 5,2	[ — 0,6	[ + 2,0
$\Delta H$	[ + 30	[ + 635	[ — 20
	] <sub>1</sub>	] <sub>2</sub>	] <sub>3</sub>

С х е м а 3. Акчатауский гранитоидный массив (Центральный Казахстан), профиль 2, трехзональный ореол. Физическая модель ореола:  $[PT_a]_1 [PT_b]_2 [PT_cA_a]_3$ . Зона  $[PT_a]_1$  — песчаники и туфопесчаники, зона  $[PT_b]_2$  — ороговикованные породы, зона  $[PT_cA_a]_3$  — биотитовые роговики.

$\sigma$	2,59 — 2,90	2,71 — 3,06 — 2,72	2,68 — 2,76
$P$	0,33 — 1,33	0,29 0,20 — 0,10	1,0 — 2,94
$C$	0,255 — 0,193	0,385 — 0,218 — 0,307	0,325 — 0,236
$\lambda$	6,2 — 4,0	4,3 — 3,3 — 7,2	4,5 — 8,8 — 5,9
$a$	8,7 — 7,2	4,0 — 3,6 — 9,8	6,3 — 15,2 — 9,0
$H$	1460 — 1270	1290 — 1380 — 1255	1020 — 950 — 1140
	] <sub>1</sub>	] <sub>2</sub>	] <sub>3</sub>

$$\begin{array}{l} \Delta\sigma \\ \Delta P \\ \Delta C \\ \Delta\lambda \\ \Delta a \\ \Delta H \end{array} \begin{array}{l} \left[ \begin{array}{l} + 0,31 \\ + 1,0 \\ - 0,073 \\ - 2,2 \\ - 1,5 \\ + 190 \end{array} \right]_1 \\ \left[ \begin{array}{l} + 0,01 \\ + 0,71 \\ - 0,078 \\ + 2,9 \\ + 5,8 \\ + 65 \end{array} \right]_2 \\ \left[ \begin{array}{l} + 0,08 \\ + 1,94 \\ - 0,089 \\ + 2,4 \\ + 2,7 \\ - 120 \end{array} \right]_3 \end{array}$$

С х е м а 4. Акчатауский гранитоидный массив (Центральный Казахстан), профиль 1, трехзональный ореол. Физическая модель ореола:  $[PT_a]_1$   $[PT_b]_2$   $[PT_cA_a]_3$ . Зона  $[PT_a]_1$  — песчаники и туфопесчаники, зона  $[PT_b]_2$  — ороговикованные породы, зона  $[PT_cA_a]_3$  — биотитовые роговики.

$$\begin{array}{l} \sigma \\ P \\ C \\ \lambda \\ a \\ H \end{array} \begin{array}{l} \left[ \begin{array}{l} 2,68 - 2,77 - 2,72 \\ 0,39 - 0,42 - 0,59 \\ 0,213 - 0,264 - 0,246 \\ 7,1 - 4,2 - 5,0 \\ 12,5 - 5,1 - 4,8 \\ 1325 - 1260 - 1150 \end{array} \right]_1 \\ \left[ \begin{array}{l} 2,73 - 2,93 \\ 0,84 - 1,12 \\ 0,295 - 0,215 \\ 5,0 - 6,3 \\ 6,2 - 18,8 \\ 1290 - 1420 \end{array} \right]_2 \\ \left[ \begin{array}{l} 2,78 - 2,86 \\ 0,56 - 0,12 \\ 0,265 - 0,255 \\ 9,2 - 7,7 \\ 12,9 - 8,1 \\ 1180 - 1430 \end{array} \right]_3 \end{array}$$

$$\begin{array}{l} \Delta\sigma \\ \Delta P \\ \Delta C \\ \Delta\lambda \\ \Delta a \\ \Delta H \end{array} \begin{array}{l} \left[ \begin{array}{l} + 0,06 \\ + 0,20 \\ + 0,42 \\ - 2,1 \\ - 7,7 \\ + 1,75 \end{array} \right]_1 \\ \left[ \begin{array}{l} + 0,20 \\ + 0,28 \\ - 0,08 \\ + 1,3 \\ + 12,6 \\ - 130 \end{array} \right]_2 \\ \left[ \begin{array}{l} + 0,08 \\ - 0,44 \\ - 0,01 \\ - 1,5 \\ - 5,6 \\ - 250 \end{array} \right]_3 \end{array}$$

С х е м а 5. Новосибирский гранитоидный массив, юго-восточный контакт, четырехзональный ореол. Физическая модель ореола:  $[PT_a]_1$   $[PT_b]_2$   $[PT_bA]_3$   $[PT_cA_{bc}]_4$ . Зона  $[PT_a]_1$  — темно-серые и черные сланцы, зона  $[PT_b]_2$  — ороговикованные породы, зона  $[PT_bA]_3$  — роговики, зона  $[PT_cA_{bc}]_4$  — гибридные породы.

$$\begin{array}{l} \sigma \\ C \\ \Delta\sigma \\ \Delta C \end{array} \begin{array}{l} \left[ \begin{array}{l} 2,75 - 2,70 \\ 0,191 - 0,185 \end{array} \right]_1 \\ \left[ \begin{array}{l} 2,62 - 2,75 - 2,65 \\ 0,185 - 0,195 \end{array} \right]_2 \\ \left[ \begin{array}{l} 2,62 - 2,78 \\ 0,187 - 0,193 \end{array} \right]_3 \\ \left[ \begin{array}{l} 2,82 - 2,65 \\ 0,186 - 0,197 \end{array} \right]_4 \\ \left[ \begin{array}{l} - 0,05 \\ - 0,006 \end{array} \right]_1 \\ \left[ \begin{array}{l} + 0,08 \\ + 0,002 \end{array} \right]_2 \\ \left[ \begin{array}{l} + 0,16 \\ + 0,006 \end{array} \right]_3 \\ \left[ \begin{array}{l} - 0,17 \\ - 0,011 \end{array} \right]_4 \end{array}$$

### Матрицы объектов регионального метаморфизма

Продукты слабой степени метаморфизма ( $P_aT_aA\Phi E_a$ ) исследовались лишь с энергетической стороны, поэтому их матрицы содержат только величины теплот растворения.

С х е м а 6. Зеленокаменный метаморфизм эффузивов Кузбасса (5 фаз излияния, для которых рассматриваются две стадии изменения: 1 — слабый метаморфизм и 2 — сильный зеленокаменный метаморфизм).

$H$ :	$\begin{bmatrix} 2165 \\ 1379 \\ 1862 \\ 2238 \\ 2089 \end{bmatrix}_1$	$\begin{bmatrix} 1880 \\ 1019 \\ 1380 \\ 1322 \\ 1970 \end{bmatrix}_2$	— 1 фаза	$H = + 285$ кал/г
			»	$H = + 360$ »
			»	$H = + 482$ »
			»	$H = + 916$ »
			»	$H = + 119$ »

С х е м а 7. Зеленокаменный метаморфизм эффузивов Алтая (три стадии изменения: 1 — слабая, 2 — умеренная и 3 — сильная).

$$H : [1910]_1 \quad [1510]_2 \quad [1410]_3.$$

С х е м а 8. Баргузинский метаморфический комплекс Горного Алтая. Осадочные породы (четыре стадии изменения: 1 — эпидот-амфиболовая, 2 — амфиболитовая, 3 — селективное плавление и 4 — гранито-гнейсовая; матрица дана для средних величин).

$\sigma$	$\begin{bmatrix} 2,62 \\ 0,270 \\ 5,7 \\ 1340 - 1477 \end{bmatrix}_1$	$\begin{bmatrix} 2,65 \\ 0,280 \\ 4,0 \\ 1180 - 1215 \end{bmatrix}_2$	$\begin{bmatrix} 2,70 \\ 0,286 \\ 3,8 \\ 787 - 1250 \end{bmatrix}_3$	$\begin{bmatrix} 2,72 \\ 0,300 \\ 2,5 \\ 650 - 1060 \end{bmatrix}_4$
$C$				
$\lambda$				
$H$				

С х е м а 9. Основные изверженные породы (стадии изменения те же, что и в схеме 8).

$\sigma$	$\begin{bmatrix} 2,82 \\ 0,270 \\ 6,0 \\ 7,8 \\ 1370 \end{bmatrix}_1$	$\begin{bmatrix} 2,80 \\ 0,260 \\ 6,3 \\ 8,2 \\ 1550 \end{bmatrix}_2$	$\begin{bmatrix} 2,78 \\ 0,255 \\ 6,8 \\ 8,5 \\ 1480 \end{bmatrix}_3$	$\begin{bmatrix} 2,75 \\ 0,250 \\ 7,5 \\ 9,5 \\ 1720 \end{bmatrix}_4$
$C$				
$\lambda$				
$a$				
$H$				

С х е м а 10. Кубадринско—Курайский метаморфический комплекс Горного Алтая (стадии изменения пород: 1 — хлоритовая, 2 — биотит-амфиболовая, 3 — биотитовая, 4 — биотит-гранатовая, 5 — кордиеритовая и силлиманитовая, 6 — мигматитовая, 7 — гранито-гнейсовая и 8 — образование гранитов). Профиль Курайского перевала.

$\sigma$	$\begin{bmatrix} 2,75 \\ 0,64 \\ 0,269 \\ 5,4 \\ 7,3 \\ 1600 \end{bmatrix}_1$	$\begin{bmatrix} 2,82 \\ 0,65 \\ 0,254 \\ 3,75 \\ 5,25 \\ 1115 \end{bmatrix}_2$	$\begin{bmatrix} 2,74 \\ 1,50 \\ 0,277 \\ 4,00 \\ 6,3 \\ 1015 \end{bmatrix}_3$	$\begin{bmatrix} 2,78 \\ 0,86 \\ 0,262 \\ 4,3 \\ 7,2 \\ 1340 \end{bmatrix}_4$	$\begin{bmatrix} 2,98 \\ 1,40 \\ 0,274 \\ 5,9 \\ 9,1 \\ 1150 \end{bmatrix}_5$	$\begin{bmatrix} 2,75 \\ 0,76 \\ 0,250 \\ 6,2 \\ 9,1 \\ 1225 \end{bmatrix}_6$
$P$						
$C$						
$\lambda$						
$a$						
$H$						
$\sigma$	$\begin{bmatrix} 2,62 \\ 1,10 \\ 0,284 \\ 4,3 \\ 5,9 \\ 1320 \end{bmatrix}_7$	$\begin{bmatrix} 2,64 \\ 0,73 \\ 0,247 \\ 5,4 \\ 8,2 \\ 1275 \end{bmatrix}_8$				
$P$						
$C$						
$\lambda$						
$a$						
$H$						

С х е м а 11 (стадии изменения те же, что и в схеме 10). Профиль верховьев р. Курайки.

$\sigma$	2,75	2,82	2,92	2,68	2,62	2,79
$P$	0,64	1,0	0,82	1,46	1,10	0,75
$C$	0,269	0,328	0,305	0,279	0,299	0,247
$\lambda$	5,4	2,9	3,2	4,6	5,0	6,2
$a$	7,3	3,2	3,8	6,2	6,4	9,0
$H$	1600	1420	1280	1170	1660	1225
		2	3	4	5	6
		$\sigma$	2,70	2,66		
		$P$	1,20	0,73		
		$C$	0,279	0,247		
		$\lambda$	6,7	5,4		
		$d$	8,9	8,2		
		$H$	945	1275		
			7	8		

Ладожская формация; породы, пересыщенные глиноземом:

$$H : [1290]_1 [1610]_2 [1580-1870]_3.$$

Ладожская формация; породы «нормального облика»:

$$H : [1275]_1 [1425]_2 [1070-1310]_3.$$

Метаморфические породы Памира (стадии метаморфизма: 1 — слабая, 2 — средняя и 3 — сильная).

- 1) р. Гурумда  $H : [590-945]_1 [765-1310]_2 [1210]_3$ ;
- 2) р. Шатпут  $H : [1195]_1 [1250-1800]_2 [1250-1510]_3$ ;
- 3) р. Бель-Альма  $H : [1010-1030]_2 [1410-1560]_3$ ;
- 4) р. Зор-Бурулюк  $H : [390-1490]_2 [1340-1370]_3$ ;
- 5) р. Момек :  $[1250]_2 [1650-1670]_3$ .

### Матрицы послемагматических тел

В отличие от процессов контактового и регионального метаморфизма послемагматические явления характеризуются большой сложностью. Дело в том, что в каждом этапе послемагматического преобразования, как правило, существует целая гамма равновесных переходных ассоциаций пород — ступеней изменения. Поэтому здесь возможно рассмотрение либо общей модели всего комплекса послемагматических процессов того или иного магматического комплекса, либо моделей каждой стадии послемагматического породообразования отдельно (грейзенизация, скарнирование и т. п.). Ниже приводятся модели второго типа с сохранением принятой системы разделяющих послемагматических процессов по температуре.

С х е м а 12. Магнезиальные скарны (Горная Шория, Леспромхозное месторождение) (стадии изменения: 1 — исходные доломиты, 2 — бруситовые мраморы, 3 — монтичеллитовые скарны, 4 — шпинелевые скарны и 5 — сиениты).

$\sigma$	2,86	2,72 — 2,63	2,88 — 3,04	3,86 — 3,46
$C$	0,254	0,376 — 0,330	0,213 — 0,418	0,258 — 0,353
$\lambda$	7,1	6,2 — 9,96	11,5 — 3,02	10,4 — 3,1
$a$	9,72	6,96 — 7,03	11,52 — 2,13	11,5 — 3,1
$H$	240	330 — 380	1340 — 1980	200
	1	2	3	4

$$\begin{array}{l} \sigma \\ C \\ \lambda \\ a \\ H \end{array} \left[ \begin{array}{l} 2,70 \\ 0,249 \\ 6,1 \\ 9,03 \\ 1840 \end{array} \right]_5$$

С х е м а 13. Грейзены (Горный Алтай). Профиль I, Батунковское рудопоявление (стадии изменения: 1 — исходные гранодиориты, 2 — кварцево-мусковитовые грейзены с калиевым полевым шпатом и 3 — кварцево-мусковитовые грейзены).

$$\begin{array}{l} P \\ C \\ H \end{array} \left[ \begin{array}{l} 2,2 - 2,1 \\ 0,192 \\ 1151 - 914 \end{array} \right]_1 \left[ \begin{array}{l} 1,7 - 2,5 \\ 0,195 - 0,155 \\ 968 - 270 \end{array} \right]_2 \left[ \begin{array}{l} 2,6 - 1,6 \\ 0,173 - 0,170 \\ 380 - 335 \end{array} \right]_3$$

С х е м а 14. Профиль II, Бугузунское рудопоявление (стадии изменения: 1 — исходные плагиограниты, 2 — плагиограниты грейзенизированные и 3 — кварцево-мусковитовый грейзен).

$$C : [0,213]_1 \quad [0,205 - 0,203]_2 \quad [0,187]_3.$$

С х е м а 15. Профиль III, Бугузунское рудопоявление (стадии изменения: 1 — исходные плагиограниты, 2 — грейзенизированные плагиограниты, 3 — кварцево-мусковитовый грейзен и 4 — кварцевая жила).

$$C : [0,201 - 0,203]_1 [0,198]_2 [0,193]_3 [0,186]_4.$$

С х е м а 16. Лиственитизация, Горный Алтай. Профиль I, апосерпентинитовые породы (стадии изменения: 1 — серпентиниты и серпентинизированные пироксениты, 2 — серпентино-карбонатно-тальковые породы, 3 — тальково-карбонатные породы, 4 — листвениты, 5 — измененные песчаники и 6 — исходные песчаники).

$$\begin{array}{l} \sigma \\ C \\ \lambda \\ a \\ H \end{array} \left[ \begin{array}{l} 2,52 \\ 0,297 \\ 7,5 \\ 10,5 \\ 1142 \end{array} \right]_1 \left[ \begin{array}{l} 2,85 \\ 0,320 \\ 8,0 \\ 9,6 \\ 1008 \end{array} \right]_2 \left[ \begin{array}{l} 2,92 \\ 0,398 \\ 9,9 \\ 8,5 \\ 709 \end{array} \right]_3 \left[ \begin{array}{l} 2,99 \\ 0,292 \\ 12,0 \\ 13,6 \\ 360 \end{array} \right]_4 \left[ \begin{array}{l} 2,68 \\ 0,257 \\ 7,7 \\ 10,0 \\ 1440 \end{array} \right]_5 \left[ \begin{array}{l} 2,75 \\ 0,303 \\ 9,9 \\ 11,8 \\ 1180 \end{array} \right]_6$$

#### ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ СЛОЖНОГО ЭНДОГЕННОГО ОБЪЕКТА НА ПРИМЕРЕ СОРСКОГО МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Используем петрофизическую матрицу Сорского молибденового месторождения для анализа его генетических и структурных особенностей.

Сорское месторождение относится к медно-молибденовой рудной формации, связанной с комплексом субвулканических гранитов восточного склона Кузнецкого Алатау [19]. На месторождении выделено три этапа минерализации, проявившихся в связи со становлением тел лейкократовых порфиров I и II. Здесь устанавливается пространственное и возрастное взаимоотношение между магматическими и рудными образованиями. Рассматриваемое месторождение является типичным полиасцендентным образованием, для которого характерно повторение «нескольких постмагматических процессов с волной кислотности в каждой из них» [20]. По-

лиасцендентность в развитии метасоматических процессов выразилась в многократном проявлении ранней щелочной, кислотной и поздней щелочной стадий и, как следствие этого; в неоднократном проявлении образований метасоматических фаций: калишпатизированных, альбитизированных, окварцованных и серицитизированных разновидностей пород. Не исключена связь полиасцендентности с пульсационностью развития теплового потока [21].

В первый этап (после проявления лейкократовых гранитов) воздействие растворов привело к формированию площадных зон метасоматических продуктов — калишпатизированных, альбитизированных, серицитизированных и окварцованных разновидностей лейкократовых гранитов и реже диоритов, а в случае интенсивного метасоматоза — кварц-полевошпатовых гнезд и штокообразных тел. При этом кварц тяготеет обычно к периферии существенно калишпатовых тел. В размещении метасоматических образований намечается зональность — от калишпатизированных на глубине к альбитизированным и серицитизированным в верхних частях разреза. Наиболее интенсивное проявление метасоматоза с образованием мономинеральных и диминеральных парагенезисов отмечается для участков месторождения с повышенной проницаемостью пород (зоны трещиноватости, дробления и т. п.).

Для первого этапа может быть представлена следующая смена парагенезисов метасоматических пород:

- 1) лейкократовые граниты (пл + кпш + би + кв);
- 2) калишпатизированные граниты (кпш + альб + кв + би);
  - а) кварц-биотит-калишпатовые метасоматиты;
  - б) кварц-калишпатовые метасоматиты;
  - в) кварцевые метасоматиты;
- 3) альбитизированные граниты (альб + кпш + кв + би);
- 4) серицитизированные граниты (серицит + кварц + карбонат);
- 5) окварцованные граниты (кв + кпш + пл).

Метасоматические преобразования второго этапа минерализации в качественном отношении аналогичны рассмотренным выше, но характеризуются увеличением роли локального метасоматоза со значительным проявлением стадии кислотного выщелачивания и поздней щелочной стадии. Метасоматоз захватывает как тела порфиров I, так и экзоконтакт, где образуются преимущественно продукты поздней щелочной стадии минерализации.

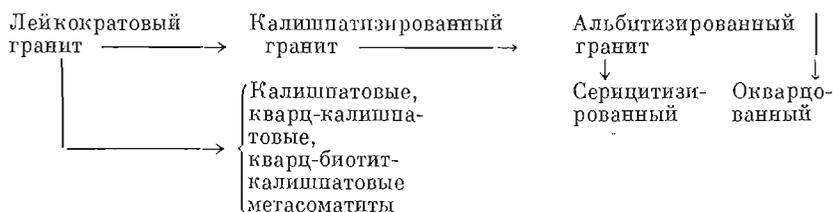
В третий этап метасоматические преобразования проявлены слабо и практически за пределами тел порфиров II не встречаются. Калишпатизация и альбитизация имеют в основном площадное развитие с возрастанием роли альбитизации при приближении к контактовой зоне. Окварцевание — развитие метасоматических вкрапленников кварца и редких кварцевых прожилков — встречается часто. Судя по данным определений абсолютного возраста (K — Ar методом), разрыв между этапами минерализации достигал 10—15 млн. лет. Общая длительность становления месторождения — около 20—30 млн. лет.

Ниже рассматриваются главным образом продукты первого этапа минерализации, характеризующегося максимальным проявлением метасоматических процессов. Именно в этот период, когда происходило пропаривание окружающих пород, имели место максимальные потери тепла, что и обусловило повышенный интерес к энергетике и теплофизике метасоматоза первого этапа. К тому же эти метасоматиты по отношению к образованиям двух последующих этапов минерализации (в том числе и основного рудного — второго этапа) выступают в качестве вмещающей среды, теплофизические особенности которой, несомненно, оказали большое влияние на характер рудного процесса.

В связи с тем, что для Сорского месторождения, являющегося преимущественно месторождением штокверкового типа, характерны площад-

ные метасоматиты, все расчеты в статье приведены для идеализированного разреза и базируются на средних данных определенных типов метасоматитов. Температурный режим, кроме теплофизических расчетов, оценен по данным изучения газожидких включений в минералах [22]. Отметим также, что образование метасоматитов первого этапа, имеющих площадное распространение, сопровождается широким проявлением площадной рассеянной минерализации. Общее количество рассеянного рудного вещества при этом во много раз превосходит его количество, сконцентрированное в рудных телах.

Для первого этапа в целом может быть дана следующая генетическая схема метасоматических преобразований [23]:



Наибольшим распространением среди гидротермально измененных образований первого этапа пользуются фации калишпатизированных пород, в той или иной степени затронутых наложенной альбитизацией. Фация серицитизированных пород как по площади распространения, так и по интенсивности метасоматических преобразований значительно уступает другим типам изменений. Распространение фации окварцованных пород (окварцованные граниты, кварцевые жилы, прожилки и т. д.) четко контролируются зонами трещиноватости.

Во второй этап минерализации, связанный с формированием порфиров I, образуются те же фации гидротермально измененных пород, но при этом значительно возрастает роль процессов локального характера в связи с более четким проявлением трещинной тектоники на данном этапе. Изменения площадного типа наблюдаются в основном в эндоконтактовой зоне порфиров I и характеризуются преимущественным развитием альбитизации в отличие от первого этапа с широко проявленной калишпатизацией. Со вторым этапом связано главное оруденение месторождения, в формировании которого значительная роль отводится активизации рассеянной минерализации.

Гидротермальные образования третьего этапа, связанные со становлением порфиров II, пользуются ограниченным распространением. Среди них преобладают альбитизированные породы и встречаются редкие кварц-молибденитовые и флюорит-пиритовые прожилки преимущественно регенерированного типа.

Средние величины физических свойств главных типов пород месторождения и метасоматитов, развитых по ним, приведены в таблице.

На основе этих данных составим петрофизическую матрицу первого этапа формирования месторождения. При этом выделим следующие разновидности пород: 1 — исходный лейкоократовый гранит, 2 — калишпатизированный гранит, 3 — альбитизированный гранит, 4 — серицитизированный гранит, 5 — окварцованный гранит.

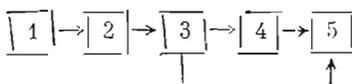
Петрофизическая матрица этого этапа имеет вид

$\sigma$	2,60	2,48	2,53	2,64	2,48
$C$	0,255	0,304	0,300	0,311	0,251
$\lambda$	4,0	6,96	6,00	2,90	5,8
$a$	5,0	8,1	8,00	3,60	9,3
$H$	1140	1440	1080	1240	750
	1	2	3	4	5

**Средние величины физических свойств пород субвулканического комплекса  
и связанных с ними метасоматитов  
(Сорское месторождение)**

Эндогенный этап	Породы, метасоматическая фация	Колич. образцов, шт.	Параметры				
			$\sigma$	$C$	$\lambda$	$a$	$H$
I	Лейкократовый гранит . . . . .	14	2,60	0,255	4,0	5,0	1140
	Калишпатизированный гранит . . . . .	8	2,48	0,304	7,0	8,1	1440
	Калишпатовый метасоматит . . . . .	9	2,44	0,283	3,5	4,1	1540
	Кварцевый метасоматит . . . . .	16	2,46	0,297	5,2	7,1	450
	Альбитизированный гранит . . . . .	12	2,53	0,300	6,0	8,0	1080
	Серицитизированный гранит . . . . .	13	2,64	0,311	2,9	3,6	1240
	Окварцованный гранит . . . . .	6	2,48	0,251	5,8	9,3	750
II	Порфир I . . . . .	8	2,60	0,265	4,9	6,7	1230
	Калишпатизированный порфир . . . . .	5	2,46	0,360	5,7	6,1	1440
	Калишпатизированный гранит (оторочка около кварц-молибденитовой жилки) . . . . .	4	2,76	0,283	3,2	4,1	1580
	Калишпатизированный прожилок в порфире . . . . .	1	—	—	—	—	1470
	Альбитизированный порфир . . . . .	7	2,59	0,295	4,9	6,7	1100
III	Окварцованный порфир . . . . .	1	—	—	—	—	830
	Порфир II . . . . .	9	2,63	0,287	4,1	5,0	1370
	Калишпатизированный порфир . . . . .	7	2,54	0,274	2,1	2,9	1420
	Альбитизированный порфир . . . . .	12	2,56	0,258	4,5	6,6	1140

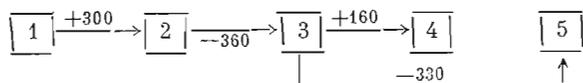
Составим ряд приращений физических параметров горных пород для естественной последовательности метасоматических фаций:



Приращения физических свойств между фациями метасоматоза в первом этапе составят:

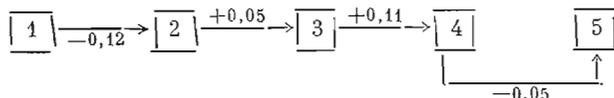
$\Delta\sigma$	- 0,12	+ 0,05	+ 0,11	- 0,05
$\Delta C$	+ 0,049	- 0,004	+ 0,011	- 0,049
$\Delta\lambda$	+ 2,96	- 0,96	- 3,10	- 0,2
$\Delta a$	+ 3,10	- 0,10	- 4,40	+ 1,3
$\Delta H$	+ 300	- 360	+ 160	- 330
	_1-2	_2-3	_2-4	_3-5

Энергетическая схема превращений этого ряда преобразований пород имеет вид:



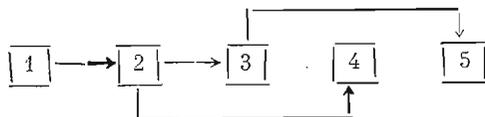
Сумма поглощенного тепла равна 460 кал/г, а выделенного — 690 кал/г. В итоге выделяется 230 кал/г.

Материальный баланс процесса будет складываться (г/см<sup>3</sup>):



Прибыль массы равна  $0,16 \text{ г/см}^3$ , а убыль —  $0,17 \text{ г/см}^3$ .

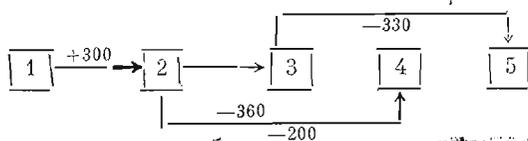
При схеме развития процесса метасоматоза



матрица приращений физических свойств будет иметь вид

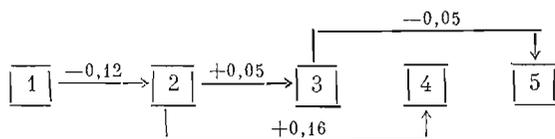
$\Delta\sigma$	$\begin{bmatrix} -0,12 \\ +0,049 \\ +2,96 \\ +3,10 \\ +300 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} +0,05 \\ -0,004 \\ -0,96 \\ -0,10 \\ -360 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} +0,16 \\ +0,007 \\ -4,06 \\ -4,50 \\ -200 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} -0,05 \\ -0,049 \\ -0,20 \\ +1,30 \\ -330 \end{bmatrix}$
$\Delta C$				
$\Delta\lambda$				
$\Delta a$				
$\Delta H$				
	$\begin{matrix} \text{---} \\ \text{---} \\ \text{---} \\ \text{---} \\ \text{---} \end{matrix}$	$\begin{matrix} \text{---} \\ \text{---} \\ \text{---} \\ \text{---} \\ \text{---} \end{matrix}$	$\begin{matrix} \text{---} \\ \text{---} \\ \text{---} \\ \text{---} \\ \text{---} \end{matrix}$	$\begin{matrix} \text{---} \\ \text{---} \\ \text{---} \\ \text{---} \\ \text{---} \end{matrix}$
	$\text{---} \text{---} \text{---}$	$\text{---} \text{---} \text{---}$	$\text{---} \text{---} \text{---}$	$\text{---} \text{---} \text{---}$

Энергетическая эволюция рассматриваемого этапа метасоматоза будет выглядеть следующим образом:



Сумма поглощенного тепла равна  $300 \text{ кал/г}$ , а выделенного —  $890 \text{ кал/г}$ . В конечном итоге процесс экзотермичен: выделяется  $590 \text{ кал/г}$  тепла.

Материальный баланс этой последовательности процессов складывается из следующих приращений ( $\text{г/см}^3$ ):



Приращение массы равно  $0,21 \text{ г/см}^3$ , а убыль —  $0,17 \text{ г/см}^3$ .

При составлении энергетических балансов мы не рассматривали стадий образования мономинеральных кварцевых и калишпатовых тел. А этот процесс может дать при схеме замещения лейкократовый гранит — калишпатовое тело — кварцевое тело — локальный источник тепла мощностью до  $590 \text{ кал}$  на  $1 \text{ г}$  породы.

Приведенные матрицы физических свойств геологических объектов позволяют выделить среди метасоматитов первого этапа формирования Соры такие геолого-физические элементы.

1. Тепловые проводники — лейкократовые граниты, окварцованные граниты и кварцевые тела. Для них характерны следующие соотношения свойств — теплоемкости минимальные, тепло- и температуропроводности максимальные.

2. Тепловые аккумуляторы — калишпатизированные, серицитизированные и альбитизированные граниты — теплоемкости их максимальны, тепло- и температуропроводности минимальны.

3. Тела калиевых полевых шпатов, занимающие промежуточное положение.

Один из существенных выводов всего изложенного в статье состоит в том, что числовые петрофизические матрицы являются весьма наглядной формой записи геолого-физических особенностей эндогенных геологических тел и могут быть использованы для их динамического анализа.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Вейник В. И. Приближенный расчет процессов теплопроводности. М., Госэнергоиздат, 1959, 147 с.
2. Годлевский М. Н., Кравцов Г. К., Сливко В. М. Вопросы теплообмена интрузивных и вмещающих пород и контактовый метаморфизм вблизи трапповых интрузий.—«Геол. и геофиз.», 1962, № 2, с. 6—25.
3. Ингерсолл Л. Р., Зобель О. Дж., Ингерсолл А. К. Теплопроводность, ее применение в технике и геологии М., Машгиз, 1959, 146 с.
4. Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. «Наука», 1964, 487 с.
5. Казанли Д. Н. Температурные поля интрузивных тел и их роль в контактовом и рудном минералообразовании.—«Изв. АН Каз. ССР. Серия геол.», 1952, вып.12, с. 21—35.
6. Дударев А. Н., Кудрявцев В. А., Меламед В. Г., Шарапов В. Н. Теплообмен в магматогенных процессах. Новосибирск, «Наука», 1972, 124 с.
7. Кафаров В. В. Основы массопередачи. М., «Высшая школа», 1962, 520 с.
8. Шорин С. Н. Теплопередача. М., «Машгиз», 1964, 490 с.
9. Clark С. Р. Thermal calculations pertaining to are deposition.—«Amer. Rep. Geoph. Lab. Carn.», 1958—1959, p. 109—117.
10. Laffitt P. Regime themique au voisinage an d'un filion hydrothermal.—«Con. rendus de L'Academie des Sciences», 1958, № 246, p. 37—49.
11. Пампура В. Д., Кочергин В. Н. Одномерная модель температурного поля при внедрении и остывании гидротерм в пределах жильных каналов. — В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М., «Наука», 1965, с. 113—125.
12. Шарапов В. Н. О природе температурного поля в случае моноасцендентной зональности.— В кн.: Физика и физико-химия процессов рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 28—39.
13. Кононов В. И. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М., «Наука», 1965, 146 с.
14. Фролов Н. М. Гидрогеотермия. М., «Наука», 1968, 316 с.
15. Синяков В. И., Дударев А. Н. Теплоэнергетический анализ процесса магниезильного скарнирования.— В кн.: Вопросы физики и физико-химии рудообразующих процессов. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 222—241.
16. Дударев А. Н., Михалева Л. А. Теплофизический анализ продуктов регионального метаморфизма и гранитообразования.— В кн.: Физическая и физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 44—84.
17. Дударев А. Н., Скуридин В. А. Теплофизический анализ Кубадрянско-Курайской зоны метаморфизма Горного Алтая.— В кн.: Физическое и физико-химическое развитие магматогенных и рудных систем. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 198—218.
18. Дударев А. Н., Тычинский А. А. Теплофизический анализ лиственитов и процесса лиственитизации.— В кн.: Физическое и физико-химическое развитие магматогенных и рудных систем. Новосибирск, «Наука», с. 218—242.
19. Покалов В. Т. Условия образования эндогенных месторождений молибдена в СССР. М., «Недра», 1964, с. 210.
20. Коржинский Д. С. Физико-химическая теория процессов минералообразования.— «Вестн. АН СССР», 1966, № 11, с. 18—22.
21. Сотников В. И., Берзина А. П., Скуридин В. А. О характере связи оруденения медно-молибденовой минерализации с субвулканическими образованиями.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении Забайкалья. Вып. 2. М., «Наука», 1966, с. 46—75.
22. Берзина А. П., Сотников В. И. Некоторые данные о температурах и давлениях при образовании Сорского месторождения.—«Докл. АН СССР», 1965, т. 163, № 1, с. 179—183.
23. Сотников В. И., Берзина А. П. Особенности процесса метасоматоза на Сорском месторождении.—«Геол. и геофиз.», 1966, № 9, с. 55—69.

*А. Н. Дударев, В. И. Сотников, А. И. Васильева,  
Н. Ф. Вологдин*

## **КРУПНОПЛАНОВЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЭКСПЕРИМЕНТ ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ ОСОБЕННОСТЕЙ ПРОЦЕССОВ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ**

При проведении петрофизических исследований в рудных районах и лабораторном моделировании некоторых особенностей процесса рудообразования мы уделяли основное внимание формированию рудных концентраций и геолого-физических структур, благоприятных для рудоотложения, возникновению неоднородных температурных полей [1, 2, 3]. С целью более детального изучения этих важнейших теплофизических элементов эндогенных геологических процессов были поставлены эксперименты по длительному нагреву крупных (объемом более 1000 м<sup>3</sup>) блоков пород в условиях естественного залегания. По-прежнему основная цель сводилась к изучению особенностей тепловой активизации и перегруппировки рассеянного рудного вещества горных пород, явлений зональности и моделированию сложных гидротермальных систем в динамических условиях.

### **МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА**

Физическое моделирование геологических и геохимических процессов занимает в настоящее время значительное место. Осуществляется оно в основном автоклавными или прессовыми методами; используются при этом небольшие количества вещества. Последнее обстоятельство является существенным недостатком в подобного рода экспериментах. Названные методы сильно ограничивают возможности моделирования сложных многоступенчатых динамических процессов переноса энергии и вещества, в результате которых формируются различного рода геохимические зональности — зональность рудоотложения, зональность метасоматических колонок, зональность интрузивных тел и т. д.

Подобные динамические процессы охватывают значительные объемы горных пород, поэтому их экспериментальное воспроизведение требует особой технологии опытов. С другой стороны, всесторонние исследования геохимических аспектов взаимодействия этих процессов требуют создания таких гетерогенных систем, как «раствор — расплав — твердая порода», «раствор — твердая порода», а также систем с широким диапазоном температур и т. д., в которых наряду со значительными объемами расплава или раствора имелись бы зоны, свободные от каких-либо тепловых или иных воздействий, являющихся своего рода «началом отсчета». При исследовании процессов теплообмена, протекающих при взаимодействии гидротермальных растворов или магматических расплавов с горными породами, практически информативны только случаи, когда экспериментатор имеет возможность изменять эффективные потенциалы теплопереноса в ходе опыта и тут же наблюдать динамику температурного и влажностного полей изучаемого процесса или объекта. Такая постановка экспериментов также требует специального технологического решения. С целью расширения возможностей исследования и моделирования природных процессов тепло- и массообмена в гидротермальных условиях в лаборатории геохимии эндогенного рудообразования Института геохимии СО АН СССР в 1966 г. была создана экспериментальная установка с реакционным объемом более 50 л и рабочей температурой до 200° при давлении насыщенного пара. В реакционный объем установки вводились

термопары и тепловые зонды, позволявшие контролировать теплообмен между гидротермальным раствором и горной породой путем просвечивания колонки породы, в которой двигался фронт жидкости, пучком  $\gamma$ -лучей.

В 1968 г. в лаборатории экспериментального рудообразования Института геологии и геофизики СО АН СССР была разработана новая установка для моделирования гидротермальных процессов — проточный высокотемпературный термоградиентный эндоклав, позволявший проводить теплофизические исследования объектов [4, 5]. В 1970 г. с помощью такого эндоклава были успешно осуществлены полевые эксперименты по исследованию миграции рудных компонентов в нестационарном температурном поле в рыхлых породах на блоке в условиях естественного залегания.

Накопленный опыт по изучению процессов переноса энергии и вещества позволяет подойти в настоящее время к крупноплановому физическому моделированию эндогенных геохимических процессов в условиях, максимально приближающихся к естественным или непосредственно в природных. Основная цель полигона физического моделирования — создание управляемых процессов переноса вещества и энергии в условиях повышенных температур и давлений.

При эксперименте в центре выбранного участка пород (значительных размеров и различного состава) помещается достаточно мощный (способный расплавить некоторый объем породы) нагреватель (или несколько нагревателей). В пределах экспериментального блока размещаются различные измерительные датчики, вводы для растворов и т. п. В течение длительного времени по разработанной программе проводится опыт, в ходе которого исследуются теплодинамические, массообменные, энергетические и другие параметры. До и после эксперимента проводятся тщательные исследования геолого-физических особенностей участка, физических и химических особенностей слагающих его пород, характера распределения рудных элементов и т. д.

Обращаясь к вопросу моделирования сложного рудообразующего процесса, следует отметить, что классическая теория гидротермального рудообразования не может достаточно удовлетворительно объяснить все многообразие проявлений эндогенного процесса. Результаты детального изучения месторождений, их минералого-геохимических и генетических особенностей, экспериментального моделирования отдельных сторон рудного процесса, геохимических исследований распределения элементов в различных сериях пород и т. д. дают основание говорить о полигенетическом характере формирования рудоносных растворов и месторождений. Еще более сложен круг факторов, способствующих формированию вещественной нагрузки растворов и управляющих их движением и разгрузкой. Основной из них — тепловая обстановка: именно в термоактивных зонах происходит формирование месторождений.

Влияние теплового фактора многообразно. С целью его изучения и планировался полевой эксперимент, конечной задачей которого являлось моделирование тепловой зоны в природных условиях. Постановке «природного» эксперимента предшествовала большая работа по исследованию теплофизических параметров вмещающих пород различных месторождений, а также многочисленные лабораторные эксперименты по выявлению отдельных теплофизических и геохимических эффектов в рыхлых и монолитных средах при воздействии растворов с разной рудной нагрузкой в условиях неоднородного температурного поля [2, 3]. В ходе такого рода исследований особенностей изменения физических и вещественных свойств горных пород и модельных сред в термоградиентных условиях нами установлено:

1. Теплофизические свойства горных пород в условиях повышенных температур, резких градиентов температур и увлажнения претерпевают

значительные изменения, которые имеют четко выраженную направленность и коррелируются с изменением отдельных физических параметров пород, их вещественных и геолого-минералогических характеристик.

2. Большую роль в процессах изменения физических свойств пород играют неоднородные температурные поля (стационарные и нестационарные). В условиях установившегося температурного градиентного поля в горной массе формируются зоны измененных пород с неоднородным (зональным) распределением физических свойств и с одновременным возникновением вещественной зональности пород.

Не менее важен факт проявления в термоградиентном поле мобилизации, активизации и организации движения поровых растворов и вещества пород. Сочетание этих явлений, дифференциация физических свойств пород, увеличение подвижности вещества приводят к перераспределению вещества породы, к концентрации его в определенных элементах среды (зонах фазовых превращений, максимального прогрева, резких градиентов температуры и давления и т. д.), к возникновению вещественной и физической зональности и т. д.

### ПОДГОТОВКА УЧАСТКА К ЭКСПЕРИМЕНТУ

Экспериментальный блок размером  $(30 \times 10 \times 9)$  м<sup>3</sup> был разделен на две опытные площадки (№ 1 и 2). Схема расположения их и их предварительного разбуривания показана на рис. 1. На площадках пройдено 67 скважин различной глубины. Из них скважины № 6 и 5 были нагревательными; по скважинам № 28—32 вводились растворы, в остальных размещались измерительные датчики. Большая часть скважин проходила самоходной буровой установкой. Площадка № 1 бурилась при «сухом» режиме (продувка воздухом), а № 2—с раствором, что позволило проводить опыт одновременно в «сухом» и «влажном» режимах.

Бурились также скважины ручным почвенным буром глубиной до 5 м для отбора проб грунта на влажность, химический и спектральный анализы. Подобные пробы отбирались и по обрыву площадок (см. рис. 1, разрезы I, II, III).

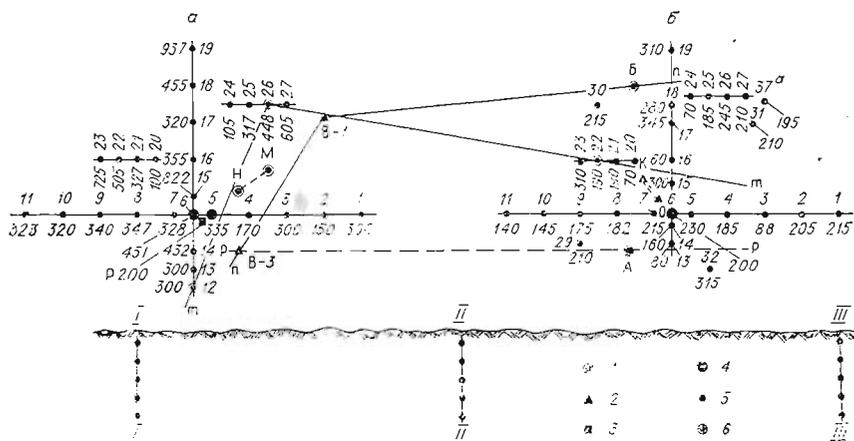


Рис. 1. Схема размещения и разбуривания экспериментального блока лесовидных пород Алмалыкского района.

а — площадка № 1; б — площадка № 2; 1—скважины на анализ исходной влажности и химического состава пород; 2—скважины на анализ влажности и химического состава пород после увлажнения; 3 — скважины для ввода растворов; 4 — нагревательные скважины; 5 — скважины для размещения датчиков температуры и тепловых потоков; 6 — скважины для измерения влажности после нагрева. Цифры на рисунке — номера скважин (под условными знаками — их глубина, см).  
I, II, III — вертикальные разрезы опробования.



Влажность лёссов изменяется от 6,06 до 16,1%. При этом по профилю  $m-t$  (см. рис. 1), включающему скважины № 12, 26 и 22 (образцы брались до начала бурения), она отражала исходную влажность блока. Профили  $p-p$  и  $n-n$  отражают изменения влажности (особенно на площадке № 2) за счет искусственного увлажнения. По абсолютным значениям влажность лёссов после пропитки на площадке № 2 возросла на 2—3%. Заметные изменения влажности лёссов произошли и в вертикальном разрезе. Если по профилю  $m-t$  (исходный блок) граница 10%-ной влажности лежала на глубине 1,5 м, то после увлажнения (см. профили  $p-p$ ,  $n-n$ ) она поднялась до 1—0,75 м, т. е. с глубиной влажность пород повышается.

Перед экспериментом лёссовый массив был предварительно опробован с отбором проб через 0,5 м по нагревательным, замерочным, а также специально пробуренным скважинам. Опробование проводилось по четырем разрезам (см. рис. 1, профили  $m-t$ ,  $n-n$ ,  $p-p$ , и I—III).

Общая глубина опробования экспериментального блока составляла 5 м. Густота отбора проб до эксперимента из-за технической сложности опробования была меньшей, чем после прогрева, когда экспериментальный блок был вскрыт и вертикальная плоскость, проходившая вдоль блока через нагреватели, была детально опробована по сетке  $0,5 \times 0,5$  м. В связи с этим при оценке первоначального распределения элементов в блоке использовались не только результаты опробования по скважинам, пройденным непосредственно вдоль этой плоскости, но и данные всех отобранных по массиву проб. О поведении элементов в неоднородном температурном поле судили по их конечному распределению. Пробы анализировались (количественный спектральный анализ — А. А. Алабина, ИГиГ СО АН СССР) на молибден, медь, цинк, свинец, кобальт и никель. Основное внимание было уделено меди и молибдену как элементам, наиболее характерным для субвулканических гидротермальных месторождений медно-молибденовой формации.

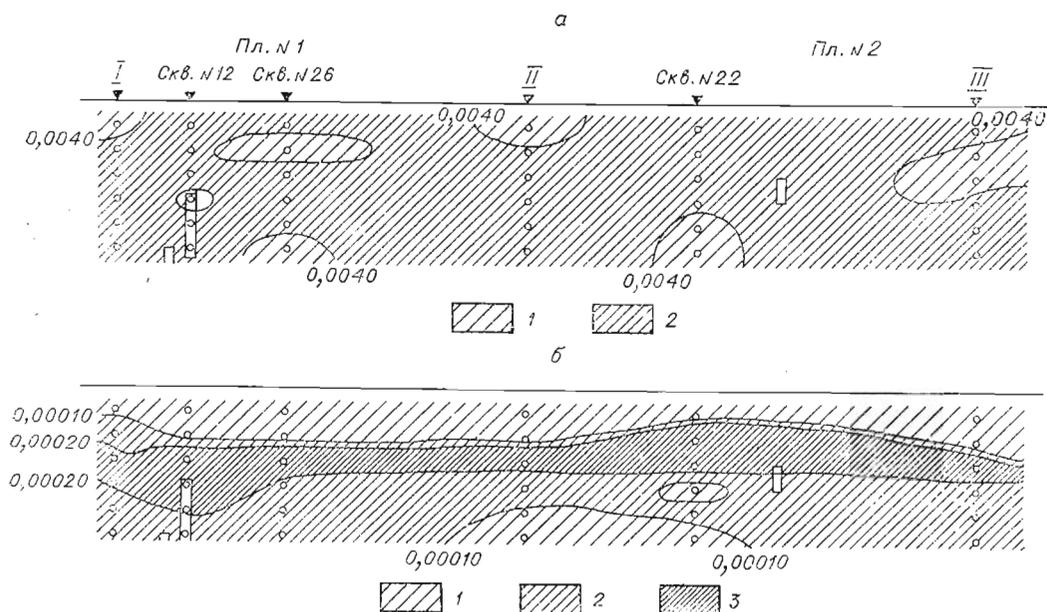


Рис. 2. Распределение  $Cu$  и  $Mo$  в экспериментальном блоке до нагрева.

$a$  — изменение содержания  $Cu$ : 1 —  $1,8 \cdot 10^{-3}$  —  $4 \cdot 10^{-3}$ %, 2 —  $4 \cdot 10^{-3}$  —  $5,5 \cdot 10^{-3}$ %;  $b$  — изменение содержания  $Mo$ : 1 —  $0,1 \cdot 10^{-4}$  —  $1 \cdot 10^{-4}$ %, 2 —  $1 \cdot 10^{-4}$  —  $2 \cdot 10^{-4}$ %, 3 —  $2 \cdot 10^{-4}$  —  $3 \cdot 10^{-4}$ %. Делфры на рисунке — линии изоконцентрации.

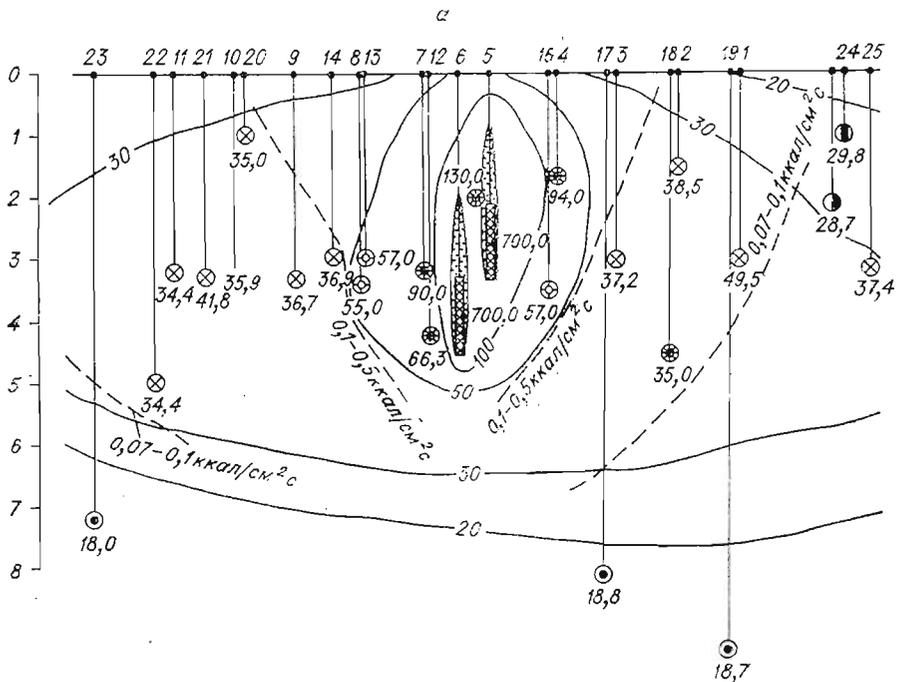


Рис. 3. Распределение температур и тепловых потоков  
 а — площадка № 1; б — площадка № 2. Тепловые потоки (ккал/см<sup>2</sup>·с): 1 — < 0,010; 2 — 0,07-0,1; 3 — 0,1-0,5; 4 — зона интенсивного нагревания (оплавления); 5 — 0,07-0,1; 6 — 0,1-0,5; 7 — 0,07-0,1; 8 — 0,07-0,1; 9 — 0,07-0,1; 10 — 0,07-0,1; 11 — 0,07-0,1; 12 — 0,07-0,1; 13 — 0,07-0,1; 14 — 0,07-0,1; 15 — 0,07-0,1; 16 — 0,07-0,1; 17 — 0,07-0,1; 18 — 0,07-0,1; 19 — 0,07-0,1; 20 — 0,07-0,1; 21 — 0,07-0,1; 22 — 0,07-0,1; 23 — 0,07-0,1; 24 — 0,07-0,1; 25 — 0,07-0,1.

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

**Молибден.** Содержание металла изменяется от 0,0001 до 0,0003% (по данным химанализов). При этом (рис. 2) до глубины 1—1,5 фиксируются минимальные содержания Мо (0,0001%), на глубине 1,5 м — максимальные (до 0,0003%); ниже содержание молибдена почти не изменяется, оставаясь на уровне 0,0002%. Зона максимальных содержаний Мо совпадает с границей 10%-ной влажности. Видимо, здесь происходит испарение свободной воды, меняется режим движения естественной влаги и осажается молибден. Для молибдена характерно полосчатое распределение в блоке.

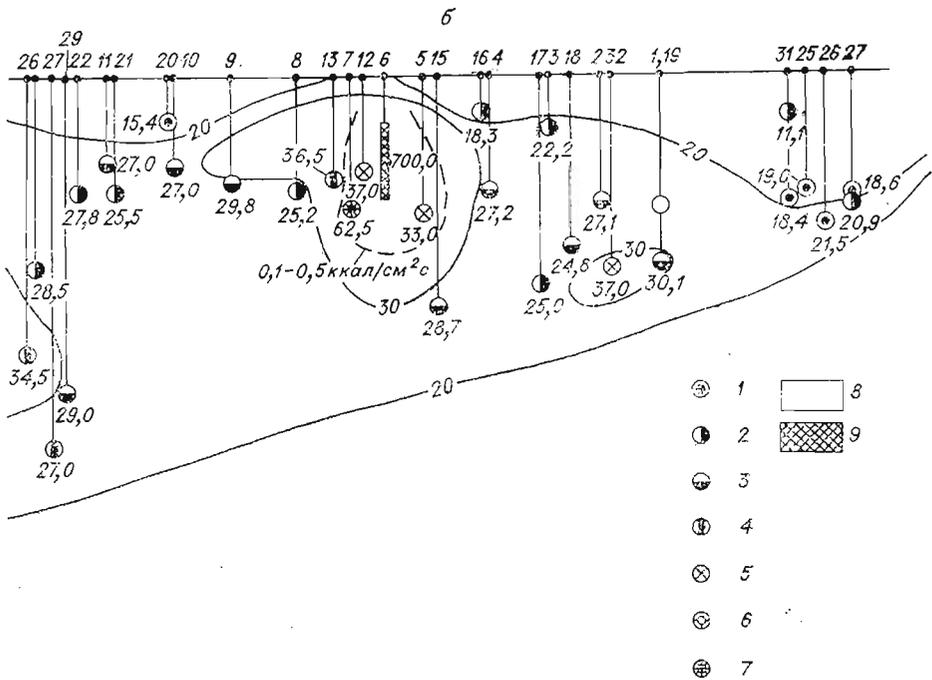
**Медь.** В распределении меди нет такой четко выраженной тенденции, как у молибдена. В вертикальном разрезе медь характеризуется пятнистым распределением. Количество ее меняется от 0,002 до 0,005—0,006%.

Подобная картина наблюдается и для **цинка**, содержание которого колеблется от 0,005 до 0,008%.

### ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СРЕДЫ

Экспериментальный блок нагревался непрерывно 10 сут. Измерялись температура, тепловые потоки, количество выделяемых газов, мощности нагревателей и т. п. К концу нагревания в объеме блока было достигнуто относительно равновесное теплофизическое состояние.

**Распределение температур.** В объеме экспериментального блока температуры измерялись более чем в 60 точках на разных глубинах. Это позволило составить общее представление о распределении температур в блоке. На рис. 3 построен вертикальный разрез через центральную часть блока, на котором в изолиниях и условными знаками нанесены значения температур и тепловых потоков.



потоков в экспериментальном блоке.

0,010—0,030; 3 — 0,030—0,050; 4 — 0,050—0,070; 5 — 0,070—0,100; 6 — 0,100—0,200; 7—0,200; 8—нагреватели. Цифры на рисунке—температуры, °С.

Максимальные температуры на поверхности корундовых нагревателей достигали 700°C. Наибольшая мощность зоны нагрева (до 100°C) на площадке № 1 равнялась 2 м, № 2 — 1 м. Мощность зон 50°-ного нагрева соответственно составляла 3,5—4 и 1,5 м; зона 30°-ного нагрева пород на площадке № 1 распространялась на глубину до 7 м и имела мощность в плане 10—13 м. На площадке № 2 глубина опускания изотермы 30°C достигала 3 м, а ширина 4 м.

Влияние нагревания отмечается до глубины 9 м (по изотерме 20°C). Средняя температура блока до нагрева на глубине 10 м равнялась 18,5°C.

**Тепловые потоки.** Величины тепловых потоков ( $q$ ) для экспериментального блока изменяются от 0,001 до 0,5 кал/см<sup>2</sup>·с (см. рис. 3). При этом в зоне нагрева до 50°C преобладают тепловые потоки от 0,1 до 0,5 кал/см<sup>2</sup>·с для площадки № 1 и от 0,07 до 0,5 кал/см<sup>2</sup>·с для площадки № 2. В пределах изотермы 30°C для площадки № 1 преобладает поток величиной 0,07—0,1 кал/см<sup>2</sup>·с, а для площадки № 2—от 0,05—0,07 до 0,03 кал/см<sup>2</sup>·с. Таким образом, тепловые потоки на площадке № 1 в одних и тех же зонах нагрева больше, чем на площадке № 2.

Представляет интерес характер изменения величин температур и тепловых потоков в динамике нагрева для этих двух площадок. Нарастание тепловых потоков в них с ростом температуры почти одинаково. Все точки лежат на одной кривой. Выявляется своеобразное изменение величин  $q$  в зависимости от температуры. Прямой пропорциональности между этими величинами не наблюдается. Из графика зависимости величины  $q$  от  $T$  видно, что вначале происходит значительный рост тепловых потоков. Величина  $q$  возрастает от 0,006 до 0,5 кал/см<sup>2</sup>·с (почти на порядок) при нагреве от 15—18 до 70°C. Начиная с температуры 70°C, график теплового потока идет почти параллельно оси температур. В точке 70°C происходит своеобразное «насыщение» теплового потока, после чего повышение температуры слабо сказывается на тепловом потоке.

По-видимому, величина «насыщенного» теплового потока и температура подобного «насыщения» связаны с теплофизическими и гидродинамическими свойствами среды и с мощностью нагревателя. В последующих работах следует обратить на эту особенность внимание, так как она может стать суммированным выражением теплофизического режима процесса.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассмотрим особенности вещественного изменения пород, слагающих экспериментальный блок после нагрева. При обработке материалов использованы данные количественного и полуколичественного спектрального анализа ( $>400$  образцов), которые обрабатывались на ЭВМ.

В качестве индикаторных элементов (ИЭ) взяты Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Mo: для них выполнены количественные определения. Остальные элементы: Ga, Mn, Ti, Cr, Ba, Gr, Sn — определялись полуколичественно.

Распределение некоторых из них в зоне нагрева приведено на рис. 4.

**Никель.** Содержание никеля в исходных породах (перед нагреванием) изменялось от 0,0017 до 0,0025%. После нагрева оно колебалось в пределах 0,0007—0,0095% (для площадки № 1) и 0,0034—0,0087% (для площадки № 2). В экспериментальном блоке до начала нагрева наблюдалось довольно спокойное распределение никеля с глубиной. После нагрева это плавное распределение никеля нарушается. На площадке № 1 в зоне интенсивного нагрева содержание никеля повышается (особенно в верхней части нагревателей) до 0,010%. Верхняя часть разреза площадок № 1 и 2 обогащается никелем по всему разрезу через блок. В пределах площадки № 2 на уровне верхнего конца нагревателя наблюдается резкий скачок в повышении содержания Ni от 0,005 до 0,0087%.

Анализ карт распределения Ni по абсолютным содержаниям свидетельствует о том, что его количество может изменяться от 0,0007 до 0,0090% (площадка № 1) и от 0,0023 до 0,0100% (площадка № 2). При построении изоконцентрат на плане выделены следующие характерные интервалы содержания Ni: минимальные —  $< 0,0040\%$ ; промежуточные (средние) — 0,0040—0,0060% и повышенные —  $> 0,0060\%$ .

В распределении никеля в объеме экспериментального блока наблюдается тесная корреляция с очагами нагрева. Конфигурация изоконцентрат Ni для площадки № 1 представляет собой типичную чашеобразную структуру, внутренняя часть которой характеризуется пониженными содержаниями элемента (вынос). Участки с повышенными содержаниями Ni тяготеют к верхним частям очагов нагрева и к приповерхностному слою (до глубины 0,75 м) площадок.

На площадке № 1 формируются две зоны концентрации металла: верхняя (приповерхностная) и средняя, выполняющая нижнюю часть «чаши» и верхнюю часть области нагрева. Отчетливо прослеживаются структуры потока.

Для площадки № 2 характерны несколько повышенные содержания Ni и более однообразное распределение его в разрезе. Однако и здесь происходят процессы отгонки металла вверх. На площадке № 2 формируется мощная зона повышенных содержаний, распространяющаяся до глубины 2,5 м. Над нагревателем же ее нижняя граница поднимается до уровня 1,5 м, приобретая прихотливую извилистую форму. Сама область интенсивного нагрева характеризуется промежуточными содержаниями никеля, а ниже очага располагается зона минимальных содержаний элемента.

**Медь.** В исходных породах содержание меди изменялось в основном в пределах 0,004—0,006%. С глубиной изменение неравномерное (см. рис. 2).

После нагрева (см. рис. 4) в распределении  $\text{Cu}$  наблюдаются характерные изменения как с глубиной, так и в плане. На площадке № 1 в зоне интенсивного нагрева ощущается отчетливый вынос меди в верхнюю часть разреза (содержание меди возрастает в этом направлении от 0,0020 до 0,0080%). Эта тенденция проявляется и вне зоны интенсивного нагрева. Здесь, особенно на площадке № 2, количество меди возрастает с 0,0045 до 0,0070%.

В зоне нагрева скачок увеличения количества меди равен 0,0040% (с 0,0050 до 0,0090%); вне зоны интенсивного нагрева наблюдается постепенное возрастание содержания металла с 0,0050 (на глубине 2,5 м) до 0,0080—0,0090% (на глубине 0,5 м). Максимум содержания меди в зоне нагрева отстоит от верхней кромки нагревателя на расстоянии 1—1,5 м.

По абсолютным количествам меди, ее содержание в породах экспериментального блока изменяется от 0,0010 до 0,0100% (площадка № 1) и от 0,0020 до 0,020% (площадка № 2). Карта изолиний концентраций  $\text{Cu}$  построена по следующим группам содержаний:  $< 0,0040\%$ ;  $0,0040—0,0060$  и  $> 0,0060\%$ .

Перераспределение меди в разрезе четко контролируется очагами нагрева. Медь из зоны нагрева выносится. Область пониженных содержаний  $\text{Cu}$  на площадке № 1 захватывает преимущественно зону нагрева. Часть меди отгоняется к поверхности блока, где образуется выдержанный горизонт с высокими содержаниями, другая выносится в менее прогретые зоны блока.

Менее отчетливо это проявляется на площадке № 2 (она более насыщена  $\text{Cu}$ ; нагрев здесь был менее интенсивным). Но и здесь область нагрева характеризуется более пониженными содержаниями меди, а аномально высокие количества ее наблюдаются вверху и в стороне от нагревателя.

Структура изоконцентрат  $\text{Cu}$  подчеркивает структуру теплового поля.

**Цинк.** В исходных породах заметных изменений содержаний цинка в разрезе и в плане не наблюдалось. Содержание элемента после нагрева и с глубиной снижается от 0,005 до 0,003% (см. рис. 4). На площадке № 2 наблюдается резкий минимум над верхней кромкой нагревателя ( $\Delta C = -0,0015\%$ ).

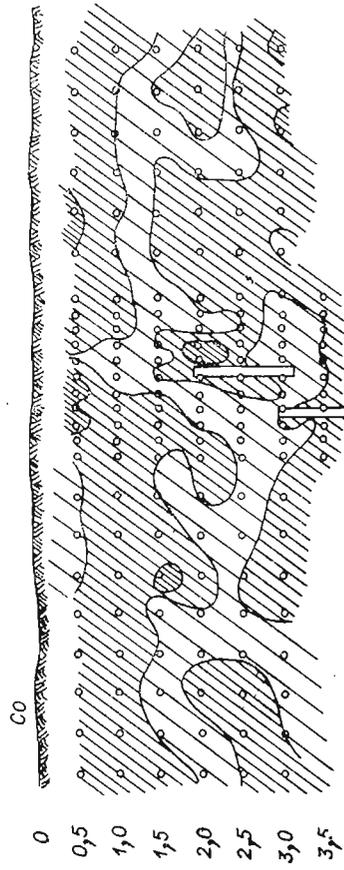
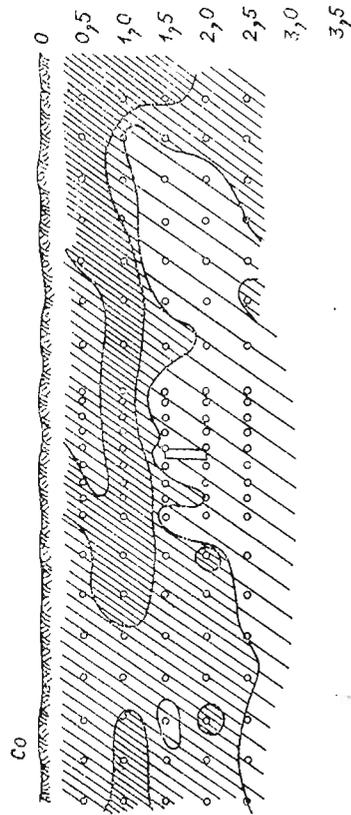
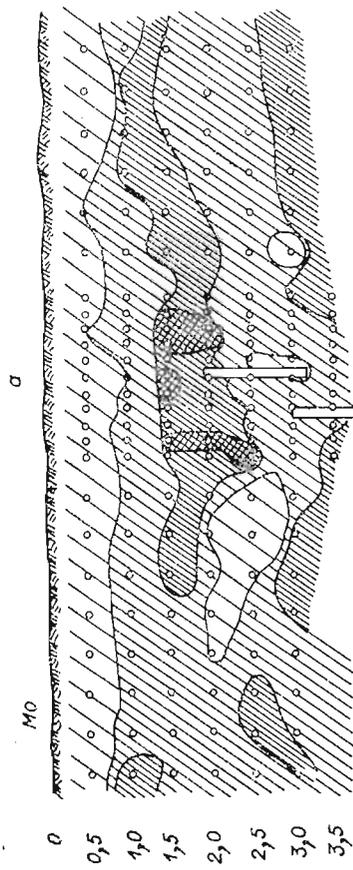
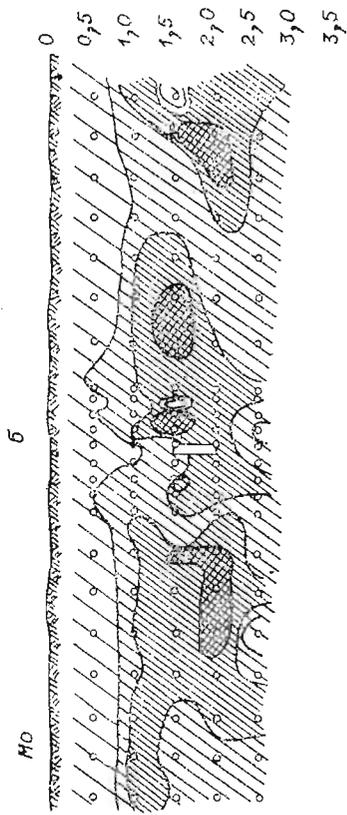
Содержание цинка в породах после нагрева изменяется от 0,0025 до 0,0070% на обеих площадках. На плане изоконцентрат (см. рис. 4) нанесены следующие группы содержаний:  $< 0,0040\%$ ;  $0,0040—0,0055$  и  $> 0,0055\%$ .

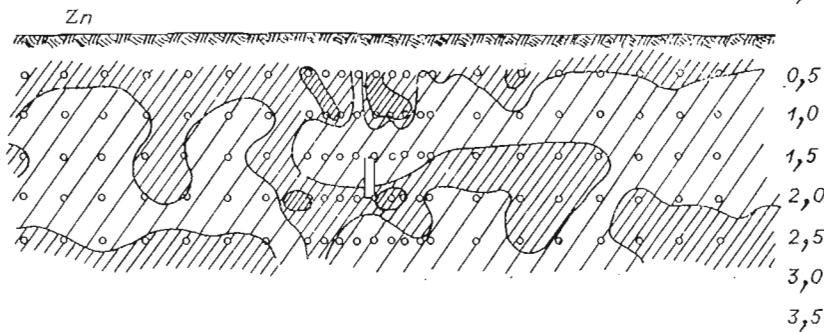
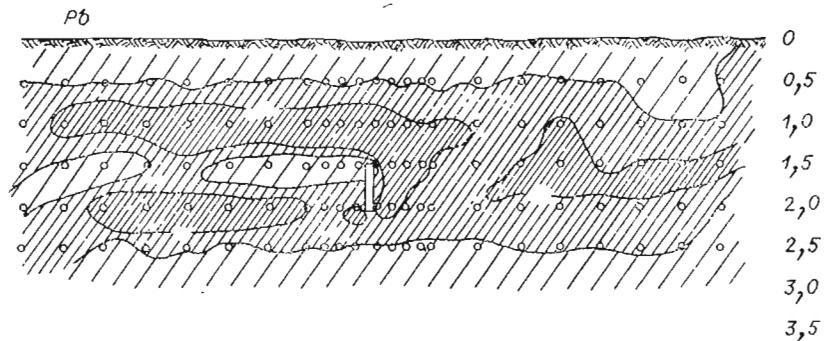
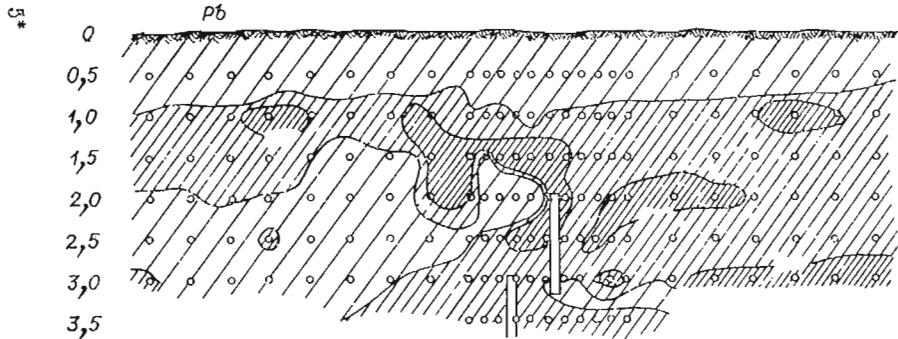
Площадка № 1 по цинку имеет двучленное строение — верхняя часть разреза характеризуется промежуточными содержаниями элемента, нижняя — пониженными. В верхней части находятся и отдельные пятна повышенных содержаний.

Для площадки № 1 наблюдается довольно четкая чашеобразная форма распределения цинка. Чаша «выполнена» породами со средними содержаниями элемента (с пятнами аномально высоких содержаний). Низ «чаши» обеднен  $\text{Zn}$ . Над нагревателями формируется столбособразная зона с пониженными содержаниями металла.

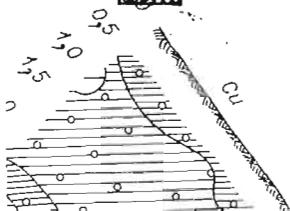
На площадке № 2 наблюдается подобная же картина в распределении цинка с образованием чашеобразной структуры.

**Свинец.** В исходных породах количество  $\text{Pb}$  изменялось в пределах от  $< 0,0010$  до  $0,0030\%$ . После нагревания (см. рис. 4) резких изменений содержания  $\text{Pb}$  в плане и разрезе не наблюдается. Можно отметить лишь слабое увеличение содержания свинца в зоне интенсивного нагрева на площадке № 1. Приращение количества  $\text{Pb}$  здесь составляет  $0,0005—0,0008\%$ . Более интересные данные получены при изучении качественных особенностей распределения свинца в плоскости опробования (см. рис. 4). На плане содержаний  $\text{Pb}$  выделены следующие группы:  $< 0,00010\%$ ;  $0,00010—0,00015\%$ ;  $> 0,00015$ . Количество свинца в породах изме-





Mo	Co	Pb	Zn
om $5 \cdot 10^{-5}$ до $1 \cdot 10^{-4}$	om $5 \cdot 10^{-4}$ до $1 \cdot 10^{-3}$	om $5 \cdot 10^{-4}$ до $1 \cdot 10^{-3}$	om $2 \cdot 10^{-3}$ до $4 \cdot 10^{-3}$
om $1 \cdot 10^{-4}$ до $2 \cdot 10^{-4}$	om $1 \cdot 10^{-3}$ до $2 \cdot 10^{-3}$	om $1 \cdot 10^{-3}$ до $1,5 \cdot 10^{-3}$	om $4 \cdot 10^{-3}$ до $5,5 \cdot 10^{-3}$
om $2 \cdot 10^{-4}$ до $4 \cdot 10^{-4}$	om $2 \cdot 10^{-3}$ до $3,5 \cdot 10^{-3}$	om $1,5 \cdot 10^{-3}$ до $4,5 \cdot 10^{-3}$	om $5,5 \cdot 10^{-3}$ до $1 \cdot 10^{-2}$
om $4 \cdot 10^{-4}$ до $8,5 \cdot 10^{-4}$			



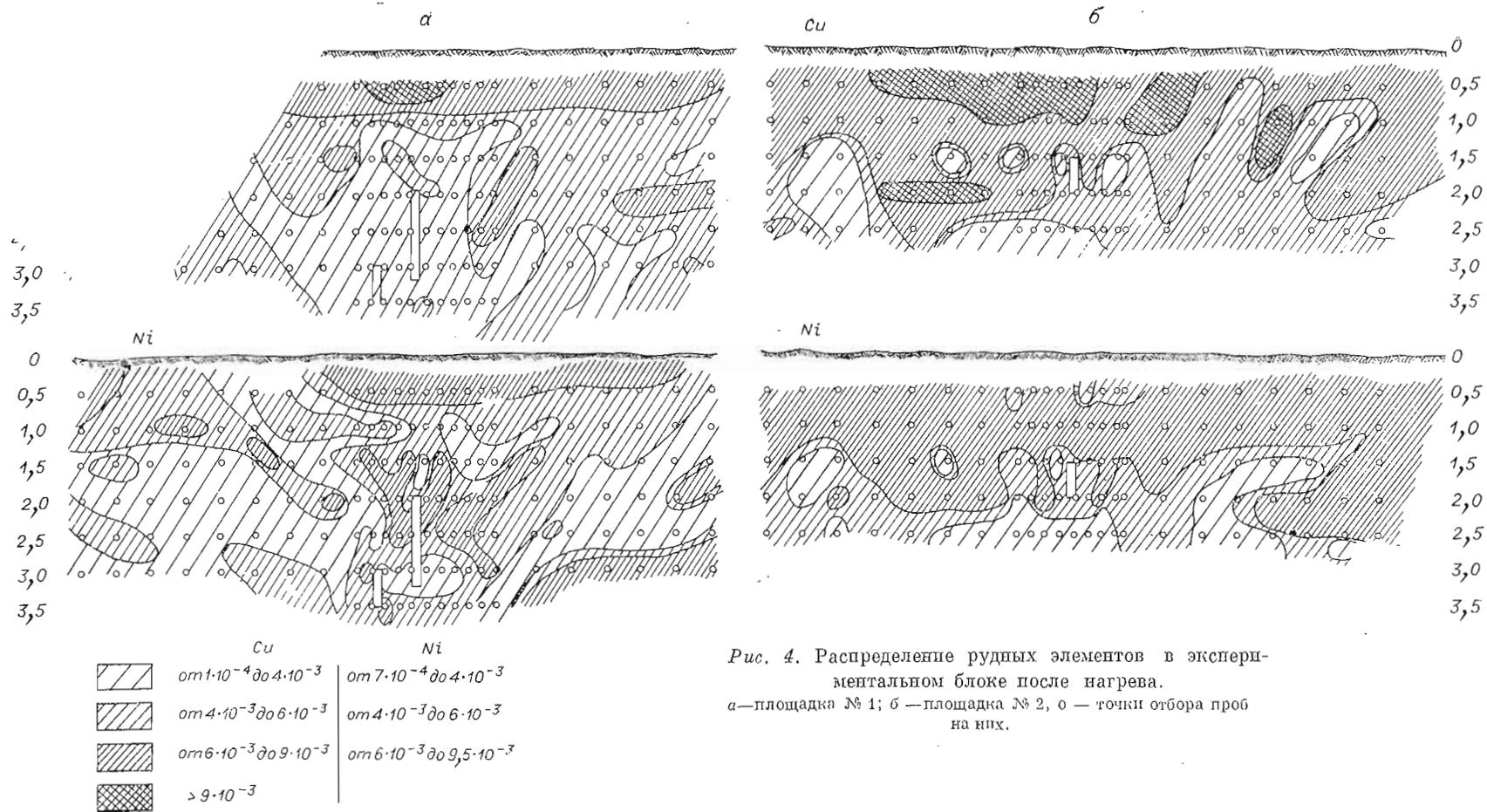


Рис. 4. Распределение рудных элементов в экспериментальном блоке после нагрева.  
 а — площадка № 1; б — площадка № 2, о — точки отбора проб на них.

няется от 0,00030 до 0,00220% (площадка № 1) и от 0,0008 до 0,0045% (площадка № 2).

Для обеих площадок следует отметить характерное трехчленное строение разреза. Наверху находится слой с пониженными содержаниями свинца (от поверхности до глубины 0,8—1,0 м на площадке № 1 и от поверхности до 0,5—0,55 м на площадке № 2). Средний слой с содержаниями Рb 0,00010—0,00015%, он распространяется до глубины 2—2,5 м, и нижний — с пониженными содержаниями Рb. Участки аномально повышенных концентраций свинца располагаются в среднем слое.

На площадке № 1 происходит стягивание металла к нагревателю. Участки с повышенными концентрациями Рb здесь можно объединить в своеобразную полосу, которая опускается в очаг нагревания. На площадке № 2 воздействие очага нагрева чувствуется слабее. В частности, здесь менее отчетливо проявляется миграция свинца к нагревателю.

**Кобальт.** Среднее содержание кобальта для площадки № 1 составляет 0,0010%. Для площадки № 2 оно колеблется от 0,0005 до 0,0030%. После нагрева изменений в содержании Со на разных уровнях для площадки № 1 не наблюдается. На площадке № 2 фиксируется скачок в увеличении содержания этого элемента над нагревателем с 0,0008 до 0,0030%.

Для построения карты распределения кобальта выделены следующие группы концентраций:  $< 0,001\%$ ;  $0,001—0,002$  и  $> 0,002\%$  (до 0,0035%). Колебания содержаний Со в пробах достигают 0,0001—0,0035% (см. рис. 4).

На площадке № 1 преобладают средние содержания. При этом зона пониженных содержаний металла приурочена к средней части разреза и образует сложноизвилистую полосу мощностью 0,5—1,0 м, расположенную на глубине 1,0—1,25 м (верхняя кромка), со сложными ответвлениями, раздувами, петлями, окнами и т. п. В зоне интенсивного прогрева площадки № 1 фиксируется слабое воздействие температурного поля на распределение кобальта. Так, непосредственно над очагом нагрева область минимальных содержаний поднимается до глубины 0,5 м и приобретает форму «столба». Участки с повышенными содержаниями имеют небольшие размеры и встречаются на всех уровнях, не обнаруживая видимой зависимости от очага нагрева.

На площадке № 2 наблюдается более отчетливая связь полей концентрации элемента и температур. Верхняя часть площадки более обогащена кобальтом, чем площадка № 1. Однако нижняя часть разреза здесь сложена породами с минимальными количествами Со. Над нагревателем образуется пластообразная зона с повышенными содержаниями металла. Для кобальта наблюдается вынос из зоны нагрева вверх и обеднение им пород, прилегающих к нагревателю.

**Молибден.** Распределение Мо в пределах площадки № 1 после прогрева значительно усложняется. Если в исходных породах (см. рис. 2) ниже уровня в 1,5—2 м содержание молибдена в преобладающем большинстве проб составляло  $2 \cdot 10^{-4}\%$ , относительно редко доходя до  $3 \cdot 10^{-4}\%$  или снижаясь до  $1 \cdot 10^{-4}\%$ , то в зоне прогрева по отдельным пробам количество его повышается уже до  $6—9 \cdot 10^{-4}\%$ , а в близповерхностной зоне и в отдельных участках на глубине сокращается до  $5 \cdot 10^{-5}\%$  (см. рис. 4).

Наряду с увеличением дисперсии содержаний молибдена в зоне прогрева происходит формирование участков обогащения молибденом. Последние тяготеют преимущественно к верхней части очага нагрева, образуя над ним своеобразную «шапку». При этом наибольшая концентрация молибдена фиксируется в непосредственной близости от очага нагрева в виде небольших участков, разобщенных зонами с относительно пониженными ( $2—3 \cdot 10^{-4}\%$ ) его содержаниями. Последняя зона прослеживается в субгоризонтальном направлении и за пределами очага нагрева, особенно далеко распространяясь в сторону площадки № 2. Возможно, что асим-

метричный характер этой зоны обусловлен влиянием искусственного увлажнения, проведенного для площадки № 2.

По своему положению в вертикальном разрезе область концентрации Мо над очагом нагрева отчасти совпадает с зоной максимальных ( $3 \cdot 10^{-4}\%$ ) содержаний его в исходных породах, но заметно отличается от последней морфологией (явное тяготение к очагу нагрева) и присутствием в ней участков повышенных содержаний, для исходных пород нехарактерных вообще.

Область повышенных концентраций Мо сверху и снизу оконтуривается зонами пониженных содержаний. При этом если содержание молибдена в верхней зоне близко или даже несколько превышает его содержание в исходных породах (минимальные содержания Мо зафиксированы в узкой приповерхностной ленте породы), то в нижней оно постоянно остается ниже исходных концентраций. В последней зоне отмечены и отдельные участки с наиболее низкими (для разреза) содержаниями молибдена. Эти участки тяготеют здесь к нагревателям. Нижняя зона пониженных концентраций являлась, очевидно, основной зоной выноса Мо, локализующегося над очагом нагрева. Судя по относительно низким содержаниям Мо, и в верхней зоне пониженных концентраций непосредственно выше очага нагрева также происходило извлечение молибдена (хотя и в меньших количествах).

Наконец, в нижней части разреза содержание молибдена аналогично исходному. Эта зона в разрезе имеет форму чаши с углублением в области нагревателей. Чашеобразная форма намечается и для выше рассмотренных зон.

В пределах площадки № 2 фиксируются три изолированных участка с относительно повышенными концентрациями Мо, расположенных приблизительно на одном и том же глубинном уровне. Выше и ниже него отмечаются зоны с более низкими содержаниями Мо. Заметное уменьшение количества Мо установлено по оси нагревателя с удалением от него на глубину и к поверхности. Образование изолированных участков повышенной концентрации молибдена обусловлено, очевидно, разрывом сплошной зоны в результате стягивания вещества к очагу прогрева.

## СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МАТЕРИАЛОВ

На ЭВМ для всех индикаторных элементов считались следующие статистики: средние, дисперсии, основные отклонения, изменчивость, асимметрия, эксцесс, статистические ошибки всех названных параметров, критерии Фишера и Стьюдента.

Частные выборки для площадок № 1 и 2 брались по областям нагревания и по уровням глубины. Так, для площадки № 1 выделено семь уровней через 0,5 м и четыре зоны нагрева: 1) 30°C; 2) 30—50°C; 3) 50—100°C; 4) 100°C. Для площадки № 2 взяты выборки через 0,5 м — на пяти уровнях по четырем зонам нагрева: 1) 20°C; 2) 20—30°C; 3) 30—50°C; 4) 50—100°C.

Анализ массовых материалов по зонам нагревания позволил разделить все элементы на три группы активности (под активностью понимается степень изменения содержания под воздействием нагрева): 1) слабое изменение содержаний; 2) среднее изменение и 3) сильное изменение.

Для площадки № 1 элементы по группам активности распределялись следующим образом: 1) Zn; 2) Ni, Co, Mo; 3) Cu, Pb.

Для площадки № 2: 1) Zn; 2) Ni, Cu; 3) Pb, Co.

Сумма рудных для отдельных зон нагрева составила: для площадки № 1 (от 1-й к 4-й зоне, в г/т): : 204,5; 166,2; 168,6 и 152,2. Для площадки № 2 : 221,2; 193,3; 221,0 и 181,8. В табл. 2 для всех элементов даны об-

Таблица 2

## Преимущественная концентрация элементов по области нагрева

Область нагрева, С	Площадка № 1	Площадка № 2
<20		Zn, Ni, Cu, Co
20—30	Zn, Ni, Co, Cu	Pb, Mo
30—50	Zn, Co	Pb, Mo
50—100	Co	Pb, Mo
100	Mo, Pb	

ласти нагрева, в которых наблюдаются их повышенные концентрации.

В менее прогретых участках экспериментального блока наблюдается увеличение количеств Zn, Ni, Cu, Co. Так, по средним статистическим содержаниям для площадки № 1 при усилении степени нагрева (области 1 и 4) получены следующие значения (%):

Zn — 0,0052 — 0,0042 — 0,0046 — 0,0046 (ошибка среднего  $\pm 0,00025$ ); Ni — 0,0066 — 0,0047 — 0,0053 — 0,0051 (ошибка среднего  $\pm 0,0003$ ); Cu — 0,0062 — 0,0050 — 0,0032 (ошибка среднего  $\pm 0,0005$ ); Co — 0,00141 — 0,00128 — 0,00125 — 0,00113 (ошибка среднего  $\pm 0,00001$ ).

В наиболее прогретых частях концентрируются Mo и Pb. Например, для площадки № 1 характерны следующие содержания элементов по областям нагрева (от 1-й группы к 4-й): Mo — 0,00015 — 0,00017 — 0,00018 — 0,00022 ( $\pm 0,00002\%$ ); Pb — 0,00111 — 0,00095 — 0,00102 — 0,00132 ( $\pm 0,0001\%$ ).

Статистические характеристики распределения рудных элементов по зонам нагрева на различных уровнях глубины приведены в табл. 3.

В перегруппировке отдельных элементов по уровням глубинности в зависимости от зон нагрева имеются свои особенности.

Повышенные количества молибдена фиксируются преимущественно на глубинах 1,5—2 м, т. е. в районах непосредственного воздействия очага нагрева (около его верхней кромки). Максимальное содержание молибдена (среднее — 3,9 г/т) на этих глубинах устанавливается в пределах изотермы  $>100^\circ\text{C}$ . С переходом в более «холодные» участки отмечается снижение его количества, и только фактически уже за пределами области нагрева оно снова возрастает до 3,8 г/т. Если в исходных породах уровень максимального (до 3 г/т) содержания молибдена тяготеет к глубинам 1—1,5 м (к границе 10%-ной влажности), то после нагрева молибден стягивался в зону интенсивного нагрева (в пределы участков, ограниченных изотермой  $> 100^\circ\text{C}$ ).

На более глубоких горизонтах содержания молибдена остаются на уровне или даже ниже (особенно в районе нагревания) средних его содержаний в исходном блоке.

Заметное понижение количеств молибдена устанавливается и над нагревателями (глубина 1 м). Приповерхностная зона, как и в случае исходного блока, остается относительно обедненной молибденом.

Для меди отмечается отчетливая концентрация в приповерхностной зоне, где содержания элемента в среднем заметно выше содержаний его в исходном блоке (в том числе и по данному глубинному уровню). С глубиной содержание меди сокращается, что очень отчетливо прослеживается для зон, ограниченных изотермами 50—100 и  $100^\circ\text{C}$ . Минимальные содержания элемента отмечены в пределах очага нагрева (изотерма  $>100^\circ\text{C}$ ), включая и участки, на которых фиксируются аномально повышенные количества молибдена.

Повышенные содержания свинца отмечаются на глубине 1—1,5 м (для всех зон нагрева), а также по всем глубинам в пределах изотермы

Таблица 3

Содержание рудных элементов (г/т) в зонах нагреваний и по глубине на площадке № 1

Зоны нагрева, °С	Глубина опробования, м						
	0,0—0,5	0,5—1,0	1,0—1,5	1,5—2,0	2,0—2,5	2,5—3,0	3,0—3,5
<i>Молибден</i>							
<30	0,9	1,7	3,8	—	—	—	—
30—50	0,8	2,2	2,4	1,3	1,6	2,3	—
50—100	0,8	1,3	2,5	2,4	1,7	1,8	1,9
>100	0,9	1,4	3,9	3,1	1,4	1,3	1,7
<i>Медь</i>							
<30	75,9	36,3	57,5	—	—	—	—
30—50	65,5	45,8	46,0	51,3	48,6	46,8	—
50—100	77,4	41,2	64,2	45,0	36,0	36,6	23,0
>100	90,0	44,0	28,7	28,4	22,7	24,8	31,3
<i>Свинец</i>							
<30	8,1	16,3	13,0	—	—	—	—
30—50	8,0	14,6	10,6	5,3	5,2	13,4	—
50—100	8,9	12,2	14,8	7,0	4,0	13,1	12,3
>100	9,0	11,5	15,1	12,9	14,5	12,6	13,3
<i>Никель</i>							
<30	61,4	57,8	95,0	—	—	—	—
30—50	53,1	52,1	40,4	41,6	40,4	55,8	—
50—100	76,3	42,3	45,4	61,0	35,8	50,0	46,7
>100	77,5	43,7	52,5	52,4	54,7	39,6	51,9
<i>Кобальт</i>							
<30	14,1	12,5	17,0	—	—	—	—
30—50	13,5	12,3	12,8	11,3	11,1	15,4	—
50—100	17,1	10,8	11,4	12,8	10,0	11,2	12,0
>100	13,5	11,0	11,0	12,2	11,1	9,8	12,3
<i>Цинк</i>							
<30	54,5	44,8	48,0	—	—	—	—
30—50	53,6	50,0	45,7	44,8	44,6	38,4	—
50—100	50,4	49,2	29,0	49,5	37,4	35,0	32,7
>100	36,0	45,3	45,4	48,9	42,8	39,4	35,6
<i>Сумма рудных элементов</i>							
<30	214,9	169,4	234,4	—	—	—	—
30—50	194,5	177,0	157,9	155,6	151,5	172,1	—
50—100	230,9	157,0	167,3	177,7	124,9	147,7	128,6
>100	226,9	156,9	156,6	157,9	147,2	127,5	146,1

>100°С. Относительно повышено содержание свинца на глубоких горизонтах и в других зонах нагрева. Приповерхностная зона, как и в случае исходных пород, обеднена свинцом. В целом наибольшая концентрация свинца характерна для участков, расположенных в пределах изотермы > 100°С.

Никель более тяготеет к приповерхностной зоне. Относительно повышены его количества за пределами зоны нагрева. Небольшое повышение содержания элемента устанавливается и для очага наг-

рева (в пределах изотермы  $> 100^{\circ}\text{C}$  и прилегающих к ней участков).

Относительно четких закономерностей при анализе динамики перераспределения кобальта не устанавливается. Более или менее отчетливо можно, очевидно, говорить о несколько пониженных количествах кобальта вблизи очага нагрева и его повышенном содержании в приповерхностном слое.

Цинк тяготеет к приповерхностному слою, за исключением участка, находящегося прямо над нагревателями (изотерма  $> 100^{\circ}\text{C}$ ). Более высокие концентрации цинка устанавливаются и для зон, располагающихся по периферии области нагрева.

Учитывая, что отдельные участки экспериментального блока в зависимости от их положения относительно очага нагрева (например, области, примыкающие к очагу, над очагом и ниже очага) неравнозначны по гидродинамическому режиму, распределение элементов относительно изотерм целесообразнее рассматривать с учетом тепло- и массопотоков. Учесть последние до некоторой степени можно при анализе перегруппировки вещества по уровням глубин.

С последних позиций перегруппировка изучавшихся рудных элементов (Mo, Cu, Pb, Ni, Co, Zn) выглядит следующим образом (см. табл. 3):

Уровень 1 — приповерхностный слой (0,5 м). По сравнению с другими уровнями отличается резко повышенной концентрацией вещества. Максимальная концентрация элементов — в зоне изотермы  $50\text{--}100^{\circ}\text{C}$ . В пределах изотермы  $> 100^{\circ}\text{C}$  их концентрация несколько снижается (очевидно, за счет интенсивного выноса в этой зоне парогазовой смеси за пределы экспериментального блока.)

Уровень 2 (1 м). Концентрации близки к средним концентрациям суммы элементов по блоку. Различия по зонам нагрева менее существенны. Несколько повышены концентрации веществ в периферийных зонах ( $< 30^{\circ}\text{C}$  и особенно  $30\text{--}50^{\circ}\text{C}$ ).

Уровень 3 (1,5 м). Уже интенсивнее начинает сказываться воздействие очага нагрева, и гидродинамическая система находится на достаточной глубине. Резко возрастает сумма элементов по периферии области нагрева ( $< 30^{\circ}\text{C}$ ). Несколько повышены концентрации вещества в зоне  $50\text{--}100^{\circ}\text{C}$ .

Уровень 4 (2 м). По относительно повышенной концентрации веществ здесь также выделяется зона  $50\text{--}100^{\circ}\text{C}$ .

Уровень 5 (2,5 м) — на глубине нагревателя. Наиболее высокая концентрация суммы элементов по периферии области нагрева ( $30\text{--}50^{\circ}\text{C}$ ). Второй максимум приходится здесь на зону интенсивного нагрева ( $> 100^{\circ}\text{C}$ ). Зона  $50\text{--}100^{\circ}\text{C}$ , которая выше обычно обогащена рудными элементами, на данном уровне, наоборот, характеризуется заметно пониженной концентрацией вещества.

Уровень 6 (3 м). Концентрация суммы рудных элементов с удалением от очага нагрева возрастает, достигая максимума (среди опробованных зон) в периферийной зоне  $30\text{--}50^{\circ}\text{C}$ .

Уровень 7 (3,5 м). Характеризует нижнюю область очага нагрева. Из двух опробованных зон ( $50\text{--}100$  и  $> 100^{\circ}\text{C}$ ) наибольшая концентрация суммы рудных элементов зафиксирована в максимально прогретой зоне ( $> 100^{\circ}\text{C}$ ).

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В ЗОНЕ МАКСИМАЛЬНОГО НАГРЕВА

Зона максимального нагрева ( $200\text{--}700^{\circ}\text{C}$ ), непосредственно прилегающая к нагревателям, была опробована более детально с отбором проб через 5 см по линиям от нагревателей. Здесь отчетливо выделяется (табл. 4)

Распределение элементов (%) в зоне максимального прогрева

№ пробы	Расстояние от нагревателя, см	Mo	Pb	Cu	Zn	Ni	Co
1 <sup>a</sup>	0—5	2,2·10 <sup>-4</sup>	1,8·10 <sup>-3</sup>	6·10 <sup>-3</sup>	5·10 <sup>-3</sup>	4,5·10 <sup>-3</sup>	9·10 <sup>-4</sup>
1 <sup>b</sup>	5—10	3·10 <sup>-4</sup>	3·10 <sup>-3</sup>	4·10 <sup>-3</sup>	3,5·10 <sup>-3</sup>	4,2·10 <sup>-3</sup>	9·10 <sup>-4</sup>
1 <sup>b</sup>	10—15	2,2·10 <sup>-4</sup>	1,2·10 <sup>-3</sup>	2,5·10 <sup>-3</sup>	3·10 <sup>-3</sup>	3·10 <sup>-3</sup>	7·10 <sup>-4</sup>
1 <sup>г</sup>	15—20	1,8·10 <sup>-4</sup>	1,2·10 <sup>-3</sup>	2·10 <sup>-3</sup>	3·10 <sup>-3</sup>	3,8·10 <sup>-3</sup>	7·10 <sup>-4</sup>
1 <sup>d</sup>	20—25	1,8·10 <sup>-4</sup>	1,2·10 <sup>-3</sup>	2,5·10 <sup>-3</sup>	3·10 <sup>-3</sup>	3,2·10 <sup>-3</sup>	6·10 <sup>-4</sup>
1 <sup>e</sup>	25—30	1,6·10 <sup>-4</sup>	1,4·10 <sup>-3</sup>	2·10 <sup>-3</sup>	3·10 <sup>-3</sup>	3·10 <sup>-3</sup>	6·10 <sup>-4</sup>

область заметно повышенных концентраций всех анализировавшихся элементов. Эта область в основном располагается около нагревателей и имеет мощность до 10 см. При этом отмечено, что если медь, цинк, никель, кобальт (?) максимально концентрируются в непосредственной близости от нагревателя, то молибден и свинец несколько «отходят» от него, не выходя, однако, за пределы общей зоны повышенных концентраций рудных элементов.

Первый опыт организации и проведения крупнопланового геологического эксперимента с длительным нагревом блока пород в условиях естественного залегания позволяет сделать ряд выводов.

1. По степени воздействия температурного поля на средние содержания рудных выделяются три группы активности (или подвижности): слабая — цинк; средняя — никель, кобальт; сильная — медь, свинец.

2. Отдельные зоны нагрева содержат определенные ассоциации элементов (30°C: цинк, никель, медь, кобальт; 30—50°C: цинк, кобальт; 50—100°C: кобальт; 100°C: молибден, свинец).

3. Пространственное распределение рассеянных элементов после нагрева претерпевает заметное изменение. При этом выделяются участки обогащения и обеднения, не совпадающие для отдельных элементов. В наименее прогретых увеличивается содержание цинка, никеля, кобальта, меди, приращения их содержаний по сравнению с исходными составили: для меди +50, для кобальта +30, для никеля +30% и т. д. В наиболее прогретых частях блока концентрируются молибден (+50%), свинец и олово.

4. Зона максимального прогрева (200—700°C) была опробована через 5 см. Здесь наблюдается противоположная зональность отложения элементов. Медь, цинк, никель, кобальт максимально концентрируются в непосредственной близости от нагревателя. Молибден и свинец несколько «отходят».

5. Нагрев крупного блока пород с высокой естественной влажностью (до 18%) позволил создать объемную термоконвекционную флюидную систему. Тип этой системы и ее внутреннее строение определились геолого-физическими условиями экспериментального блока. Внутренняя структура сложной термоконвекционной системы в ходе опыта фиксируется полями температур и тепловых потоков и в конечном итоге отражается в особенностях распределения рудных подвижных элементов. В опыте 1970 г. на лёссах была получена симметричная «чашеобразная» термоконвекционная структура.

6. Несмотря на синхронное участие отдельных элементов в одной и той же термоконвекционной системе наблюдается существенное различие в их конечном распределении относительно источника нагревания. Рудные компоненты могут в единой гидротермальной системе создавать самостоятельные динамические замкнутые подсистемы со своими областями активизации, выноса, переноса и вторичного отложения (концентрирования).

Благодаря термоградиентному полю даже в случае квазизотропных лёссовидных пород в экспериментальном блоке возникла и функционировала сложная термогидросистема с несколькими (не менее трех) локальными подсистемами, различающимися механизмами переноса энергии и вещества и зональными рядами распределений переотложенных рудных элементов. В пределах последней выделяется несколько характерных зон и участков (рис. 5).

Первая локальная подсистема (I на рис. 5) — область «внутреннего» тепло- и массопереноса, непосредственно примыкающая к тепловому очагу (нагрев  $300-700^{\circ}\text{C}$ ) и в которой вода существует в виде парогазовой смеси. Появление такой зоны отмечалось, в частности, при подземной газификации углей (Кононов, 1965). В этой области за счет интенсивного парообразования, диссоциации, повышения агрессивности флюида возникает более концентрированная подвижная зона, что, очевидно, и обуславливает выпадение здесь повышенных количеств отдельных элементов. Тут же, по-видимому, наиболее широко проявлены процессы термодиффузии и термоосмоса. Наблюдается эффект термодиффузионного разделения вещества: более легкие элементы концентрируются ближе к нагревателю. Ряд зональности переотложенных элементов от нагревателя в случае лёссовидных пород имеет вид: (кобальт, никель, медь, цинк) — (молибден, свинец).

Вторая локальная подсистема (II на рис. 5) — область «внешнего» тепло-массопереноса (или область нагретых вод) — имеет температуру меньше  $100^{\circ}\text{C}$ , является зоной подтока растворов и характеризуется иной (обратной по сравнению с областью I) зональностью в распределении элементов от нагревателя, а именно: (молибден, свинец) — (кобальт, медь, цинк, никель). Такое распределение обусловлено перемещением вещества в направлении теплового потока. Легкие компоненты уносятся дальше от нагревателя в более холодные

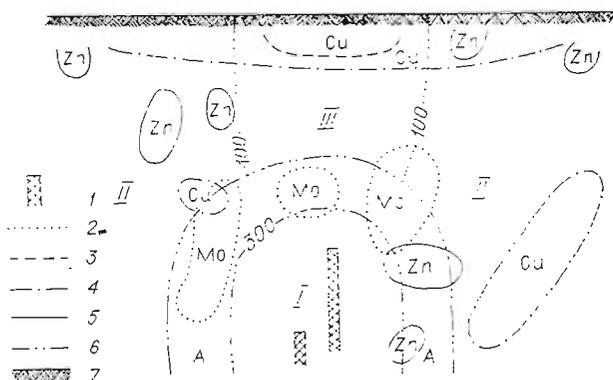


Рис. 5. Схема расчленения однородной геологической среды в термоградиентном поле.

1 — нагреватели; участки максимальных содержаний Mo ( $2 > 40 \cdot 10^{-4}\%$ ), Cu ( $3 > 90 \cdot 10^{-3}\%$  и  $4 > 70 \cdot 10^{-3}\%$ ), Zn ( $5 > 60 \cdot 10^{-3}\%$ ); 6 — фазовые границы; 7 — дневная поверхность. Области различных механизмов тепло-массопереноса: «внутреннего» (I), «внешнего» (II), «связанного» (III); А — переходная зона.

Цифры на рисунке — фазовые температуры,  $^{\circ}\text{C}$ .

участки системы, а тяжелые «оседают» у более нагретой границы подсистемы.

По планам распределений рудных элементов отчетливо выделяется еще одна локальная подсистема — область «сквозного» тепло- и массопереноса (III на рис 5), располагающаяся прямо над нагревателем. Распределение рудных в этой области столбообразное. Формирование этой области связано с термогравитационным эффектом поднятия нагретого флюида вверх. Геохимически эта подсистема детально нами еще не исследовалась.

Действие этих разнонаправленных механизмов транспортировки вещества в тепловом поле и связанная с ними различная динамика поведения отдельных элементов определяют, по-видимому, миграцию элементов в активизированных теплом геологических средах. Окончательное распределение рудных элементов в подобных случаях будет, естественно, зависеть как от схемы миграции, так и от физико-химических свойств самих элементов, геологической среды и условий осаждения.

7. Следует подчеркнуть, что рассмотренный выше наиболее простой случай формирования гидросистемы не исчерпывает все возможные варианты. Как правило, гидротермальные системы имеют более сложное внутреннее строение. Однако приведенный нами факт расчленения единой термофлюидной системы на ряд локальных областей со своими особыми механизмами тепло- и массообмена и перераспределения вещества представляет большой интерес для геологии.

Не менее важен, по нашему мнению, еще один вывод. Наряду с широко известными и используемыми в геологии структурными и вещественными экранами роль геохимического экрана (барьера) могут выполнять отдельные специфичные температуры (или интервалы температур) неоднородного температурного поля. Такой температурой может быть, прежде всего, изотерма 100°C (температура кипения воды при нормальном давлении). Роль температурных экранов могут выполнять температуры других фазовых переходов. Последнее обстоятельство объясняет, например, факты появления в квазизотропных геологических средах (без структурных и вещественных неоднородностей) зональности, резких границ, гетерогенности, формирования полузамкнутых локальных подсистем и расчленения единой гидротермальной системы на ряд областей.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Дударев А. Н., Сотников В. И. Энергетический (тепловой) анализ процесса грейзенизации.—«Геол. и геофиз.», 1965, № 5, с. 49—59.
2. Дударев А. Н., Сотников В. И. Мобилизация и перераспределение рудного вещества во влажных средах в термоградиентном поле по экспериментальным и геологическим данным (на примере Сорского молибденового месторождения).— В кн. Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 146—166.
3. Сотников В. И., Дударев А. Н. Теплофизические и энергетические особенности продуктов некоторых метасоматических процессов.— В кн.: Тезисы II Всес. совещ. по околорудному метасоматозу. Л., 1966, с. 42, 43.
4. Дударев А. Н. Моделирование высокотемпературных геологических процессов с одновременным исследованием тепло- и массообмена в динамических условиях.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 3, с. 125—129.
5. Dudarev A. N. Endoclave, a new device for the study of heat and mass transfer by simulation of geological bodies and processes under dynamic conditions.— In : United Nations Symposium on the development and utilization of geothermal resources Pisa, VII/13, 1972, p. 117—125.

## **ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОМПОНЕНТОВ ГРАНИТА В ТЕРМОГРАДИЕНТНОМ ПОЛЕ В ЭКСПЕРИМЕНТЕ С ГРАНИТНЫМИ МОНОЛИТАМИ**

В предлагаемой статье приводятся результаты продолжающегося экспериментального изучения активизации и перераспределения компонентов вмещающих пород в термоградиентном поле. Если первые опыты [1] проводились преимущественно на увлажненном сыпучем материале в стеклянных трубках, плоских и цилиндрических сосудах, а также на цилиндрическом образце из смеси песка и цемента, приготовленном на растворе, содержащем соли ряда рудных элементов, то последующие были перенесены на монолитные образцы.

### **МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА**

Уже в опыте с нагревом до 170°С образцов мелкозернистого аляскинского гранита из Сорского молибденового месторождения [1] отмечалось перераспределение некоторых петрогенных элементов [2], а также зональное распределение молибдена (образец помещался в раствор 0,01н  $(\text{NH}_4)_2\text{MoO}_4 + 0,1\text{н Na}_2\text{CO}_3$ ). В граните наблюдалось образование повышенных концентраций молибдена в участках максимального прогрева. Однако мощность источника и циркуляция раствора в образце были явно недостаточны, чтобы вызвать более ощутимое перераспределение компонентов породы. Это и было учтено при постановке эксперимента с керном порфиридных гранитов из Амуджиканского массива (Восточное Забайкалье), в пределах которого локализуется молибденовое оруденение. Длина керна — 93 см, диаметр — 42 мм. Нижний торец керна помещался в кювету, в которую по системе сообщающихся сосудов постоянно поступал 0,5н раствор HCl. Этот же раствор периодически подводился и к верхнему торцу керна. КERN в вертикальном положении помещался в цилиндрическую печь. По всей длине в него вводились термопары (на глубину 21 мм).

КERN непрерывно нагревался в течение 78 ч. При этом уже через 1 ч установился практически постоянный температурный режим с максимальной температурой в центральной части нагревателя до 630°С (табл. 1).

За все время эксперимента через нижнюю торцевую часть керна было введено 310 мл раствора, что позволило оценить эффект «теплового всасывания» величиной около 4 мл/ч. Граница промачивания фиксировалась визуально по резкому потемнению породы и в процессе эксперимента располагалась на 2—3 см выше уровня раствора в кювете (в районе термопары 20—21). Количество раствора, поступившего через верхний торец, было незначительным.

В ходе эксперимента гранит испытал осветление и непосредственно в пределах очага нагрева — разрыхление. Наиболее интенсивное осветление было зафиксировано как в области нагрева, так и на участках, примыкающих к нагревателю сверху (интервал термопар 9—10) и снизу (интервал термопар 16—17). В целом, ниже нагревателя граниты осветлены сильнее. Здесь осветление распространилось практически до границы промачивания. Вверху осветление развилось до термопар 4—5. Процесс осветления гранитов шел преимущественно по основной массе гранитов (особенно в верхней половине керна), оставляя без изменения калиевые полевые шпаты. И только в областях интенсивного изменения калишпаты несколько осветляются.

Таблица 1

## Распределение температур (°С) по керну в процессе эксперимента

№ термопары	26/II			27/II			28/ II		
	12 ч	13 ч 30 мин	20 ч	2 ч 30 мин	8 ч	11 ч	17 ч	18 ч	8 ч 36 мин
1	40	46	44	49	48	46	50		44
2	43	50	49	52	50	49	53		46
3	45	54	53	56	55	53	58		52
4	50	60	61	63	60	60	64		60
5	60	70	70	72	70	70	73		70
6	74	86	86	90	87	84	90		86
7	90	103	103	105	103	100	106		104
8	112	127	126	129	125	124	130		125
9	154	170	170	172	170	166	173		160
10	217	240	242	243	238	234	244		210
11	340	345	347	347	326	313	330		350
12	440	510	504	509	460	450	476	426	396
13	530	622	622	628	615	606	625	630	575
14	455	553	554	562	548	540	557	577	525
15	355	436	437	445	434	425	444	482	450
16	220	268	269	274	270	265	275	232	260
17	138	165	168	172	167	165	171	177	165
18	90	110	115	117	116	115	119	121	110
19	63	80	82	83	82	81	84	83	80
20	50	60	66	67	65	65	66	67	63
21	30	35	39	40	40	40	40	41	40
22	24	29	31	33	34	34	33	33	39

После завершения эксперимента керн был распилен на 22 блока (соответствующие введенным в керн термопарам), которые послужили основой для изучения физико-механических, теплофизических, петрографических и химических преобразований породы, имевших место в процессе нагрева керна.

#### ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ И ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

Образец порфировидного биотитового гранита в результате одновременных нагрева и пропитки претерпел значительные физические изменения. В табл. 2 и на рис. 1 приведены средние величины физических свойств гранита. Рассмотрим особенности их изменения.

**Плотность** ( $\sigma$ , г/см<sup>3</sup>). Плотность породы заметно уменьшается на интервале, располагающемся в пределах очага нагрева (до 2,40 г/см<sup>3</sup>). За пределами нагревателя значения плотности остаются более или менее постоянными (2,55—2,56 г/см<sup>3</sup>), и только в областях увлажнения (вверху и внизу керна) они возрастают до 2,58 г/см<sup>3</sup>.

**Пористость** ( $P_0$ , %). Открытая пористость образца изменяется от 0,76 до 3,18%. График изменения пористости сохраняет форму кривой распределения температур нагрева керна с небольшими локальными отклонениями. В зоне нагрева 400°С и больше пористость гранита возрастает в 3 раза по сравнению с ее исходными величинами.

**Удельная теплоемкость** ( $C$ , кал/г·град). Теплоемкость гранита возрастает у проб, подвергшихся большему нагреванию. В верхней части керна (образцы № 1, 2) и внизу (образец № 21) теплоемкость гранита лежит в пределах 0,200—0,210 кал/г·град. Затем резко возрастает (у образца № 3 она равна 0,240, а у образца № 4 — 0,270 кал/г·град). То же самое наблюдается и в нижней зоне керна. Максимальные значения теплоемкости достигаются у образца № 6 (0,310) и у образца № 19 (0,315). Средний уро-

Физические свойства гранита после нагрева

№ образца	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	$P_0$ , %	$C$ , кал/г·град	$\lambda \cdot 10^3$ , кал/см·с·град	$a \cdot 10^3$ см <sup>2</sup> /с	$T$ равновесия °С
1	2,58	0,94	0,210	5,7	10,6	50
2	2,57	1,02	0,200	5,9	11,0	55
3	2,56	0,79	0,248	5,8	9,2	60
4	2,56	0,93	0,270	5,3	7,2	70
5	2,56	0,76	0,275	7,5	10,5	80
6	2,55	1,06	0,330	6,1	7,7	95
7	2,56	0,96	0,270	6,5	9,2	100
8	2,56	0,83	0,290	7,5	10,1	130
9	2,57	0,94	0,275	6,3	9,2	170
10	2,55	1,34	0,315	8,1	10,7	245
15	2,49	3,18	0,260	6,2	9,6	450
16	2,54	1,30	0,271	5,4	7,7	280
17	2,55	1,05	0,290	4,7	6,1	175
18	2,55	1,11	0,280	6,3	8,9	120
19	2,55	1,00	0,325	7,6	8,8	80
20	2,56	1,00	0,270	9,8	14,1	60
21	2,56	0,76	0,210	4,5	8,6	40

вень значений теплоемкости у гранита, прогретого до 80°C, равен 0,290 кал/г·град. Общее приращение теплоемкости достигает, таким образом, 0,115 кал/г·град (или больше 50% от исходной теплоемкости). Локальные максимумы теплоемкости наблюдаются в следующих точках образца: № 6 ( $T=95^\circ\text{C}$ ,  $C=0,311$  кал/г·град), № 8 ( $T=130^\circ\text{C}$ ;  $C=0,290$  кал/г·град), № 10 ( $T=245^\circ\text{C}$ ;  $C=0,311$  кал/г·град), № 17 ( $T=175^\circ\text{C}$ ;  $C=0,291$  кал/г·град) и № 19 ( $T=80^\circ\text{C}$ ;  $C=0,313$  г·град).

**Тепло- и температуропроводность** ( $\lambda$ , кал/см·с·град и  $a$ , см<sup>2</sup>/с). Коэффициент теплопроводности изменяется от 4,7 до  $9,7 \cdot 10^{-3}$  кал/см·с·град. В верхней части керна (над нагревателем) теплопроводность постепенно растет и с приближением к зоне нагрева увеличивается от 5,7 до  $8,3 \cdot 10^{-3}$  (с локальными максимумами и минимумами). Приращение теплопроводности в локальных экстремумах достигает  $1,5-2,5 \cdot 10^{-3}$  кал/см·с·град. Ход изменения теплопроводности в нижней части керна (под нагревателем) несколько отличен. Здесь, с приближением к нагревателю, теплопроводность сначала резко возрастает (точка № 20,  $\lambda=9,8 \cdot 10^{-3}$ ), затем

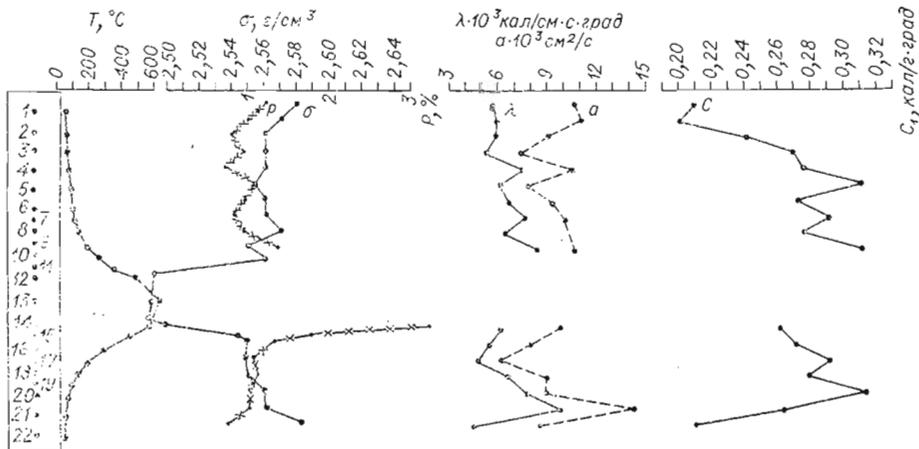


Рис. 1. Физические параметры опытного образца после нагрева.

снижается до  $4,7 \cdot 10^{-3}$  (точка № 17,  $T=175^\circ\text{C}$ ) и вновь несколько возрастает в точке 15 ( $\lambda=6,1 \cdot 10^{-3}$ ;  $T=440^\circ\text{C}$ ). Под нагревателем образуются две экстремальные зоны, расположенные рядом, — максимум ( $\lambda=9,8 \cdot 10^{-3}$ ) и минимум ( $\lambda=4,7 \cdot 10^{-3}$ ). Скачок теплопроводности достигает здесь  $5 \cdot 10^{-3}$  кал/см·с·град.

Коэффициент температуропроводности изменяется аналогичным образом, от  $6,1 \cdot 10^{-3}$  до  $14,1 \cdot 10^{-3}$  см<sup>2</sup>/с.

Сравнение трех теплофизических параметров — теплоемкости, тепло- и температуропроводности — позволяет отметить, что, как правило, максимумы величин теплоемкости соответствуют локальным минимумам тепло- и температуропроводности. По-видимому, следует подчеркнуть, что нагревание гранита сопровождается образованием специфических теплофизических зон, характеризующихся свойствами либо аккумуляторов тепла (зоны повышенных теплоемкостей и пониженных  $\lambda$  и  $a$ , точки № 6, 17, 19 на рис. 1), либо зон, обладающих повышенными теплопроводными свойствами (теплоемкость минимальна, тепло- и температуропроводность максимальны, точки № 2, 15, 18). В ряде участков, однако, наблюдается прямая пропорциональность между всеми теплофизическими характеристиками (точки № 8, 10, 21).

### МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТА И ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЕГО КОМПОНЕНТОВ

Гранит в пределах нагревателя заметно осветляется из-за развития каолинита по плагиоклазу и гидратации биотита. Калиевый полевой шпат остается преимущественно без изменения, только в единичных случаях зерна его с периферией замещаются каолинитом. Сфен лейкоксенизируется, магнетит замещается гематитом. При эксперименте в раствор HCl компоненты не вводились. Поэтому все отмечаемые после опыта изменения содержания отдельных компонентов в граните (рис. 2, табл. 3) обусловлены

Т а б л и ц а 3

Характер перераспределения компонентов гранита в тепловом поле

№ образ-ца	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (сум-ма)	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.п.п.	Mo · 10 <sup>-4</sup>	Cu · 10 <sup>-3</sup>
0	2,56	179,0	0,70	35,8	4,4	6,7	6,3	10,8	8,6	1,57	3,3	9,6
1	2,58	176,1	1,03	41,5	3,9	8,5	7,0	13,0	5,4	1,14	3,6	10,3
2	2,57	181,8	0,56	35,6	4,0	8,4	6,3	12,2	6,3	1,44	3,1	9,5
3	2,56	175,4	1,08	37,4	5,0	8,2	8,1	11,2	9,0	1,48	2,8	2,6
4	2,56	174,1	0,66	41,1	4,4	9,2	7,0	13,1	6,5	1,13	3,8	2,6
5	2,56	183	0,36	33,7	4,4	6,1	6,4	10,6	9,2	1,08	3,1	2,6
6	2,55	180,5	0,41	34,8	4,2	6,3	5,3	11,3	8,2	1,28	2,6	12,8
7	2,56	182,5	0,77	35,3	4,4	7,0	6,4	10,4	7,2	1,02	2,6	26,6
8	2,56	172,9	0,72	41,0	5,2	7,8	7,2	12,6	8,7	1,08	7,7	8,2
9	2,57	184,4	0,64	35,0	4,8	5,5	6,3	10,0	9,4	1,28	2,6	10,8
10	2,55	174,7	0,61	40,0	6,0	5,9	5,5	10,3	8,8	2,60	2,3	10,2
11	2,56	165,1	1,36	37,9	6,6	8,4	9,2	11,4	8,8	0,61	3,6	3,6
12	2,45	174	0,64	35,3	3,3	6,5	5,3	11,1	9,2	0,59	3,4	17,2
13	2,45	180	0,29	32,7	2,8	4,9	4,1	10,0	9,1	0,69	2,4	3,7
14	2,40	181,2	0,38	28,8	3,4	3,9	3,9	7,8	8,7	0,82	1,9	9,1
15	2,49	179,3	0,80	32,9	4,6	6,5	6,7	10,4	8,1	0,70	2,5	10,4
16	2,54	181,6	0,76	34,2	3,8	5,5	6,1	9,8	9,9	1,57	2,3	3,8
17	2,55	182,3	0,59	34,7	4,2	5,5	5,5	9,7	11,2	1,17	2,3	10,2
18	2,55	181,8	0,87	33,9	4,5	6,6	7,1	10,5	9,8	1,07	2,0	10,7
19	2,55	178,5	0,71	36,9	4,0	6,8	6,0	11,7	8,5	1,48	2,6	20,4
20	2,56	181,9	0,61	36,4	4,3	6,9	6,4	11,4	6,7	0,87	2,6	12,8
21	2,56	184,3	0,90	33,5	4,4	6,8	6,6	10,8	6,6	1,38	6,6	4,1
22	2,58	187,0	0,77	36,3	4,6	6,3	6,2	11,1	9,0	1,34	4,6	7,7

перераспределением вещества самой породы под воздействием неоднородного теплового поля. Рассмотрим эти изменения по элементам.

**Молибден.** Среднее содержание молибдена в исходной породе  $3,3 \cdot 10^{-4}\%$  при относительно равномерном распределении элемента.

После эксперимента распределение молибдена по керну становится резко неравномерным. В большинстве проб содержание его ниже среднего значения: обычно  $2,3—2,6 \cdot 10^{-4}\%$ . Особенно заметное сокращение содержания молибдена устанавливается для части керна, находившейся непосредственно в пределах очага нагрева. Именно здесь (в районе термопар 13—14, где температура достигала  $630^{\circ}\text{C}$ ) зафиксировано минимальное содержание элемента:  $1,9 \cdot 10^{-4}\%$ . Относительно понижено оно и под нагревателем: до термопар 18—19, находящихся вблизи изотермы  $100^{\circ}\text{C}$ . В районе последней содержание молибдена увеличивается с  $2,4 \cdot 10^{-4}$  до  $2,6 \cdot 10^{-4}\%$ , а затем (в районе термопар 20—21), вблизи границы промачивания, резко возрастает до  $6,6 \cdot 10^{-4}\%$  и, наконец, около нижней торцевой части керна (район термопары 22) снижается до  $4,6 \cdot 10^{-4}\%$ .

Над нагревателем общее содержание молибдена несколько выше. Здесь фиксируются три зоны относительно повышенных содержаний элемента и здесь же отмечен абсолютный максимум ( $7,7 \cdot 10^{-4}\%$ ), приходящийся на участок с температурами около  $100^{\circ}\text{C}$  (район термопар 7—8). Нижняя зона относительно повышенных содержаний Мо располагается непосредственно в верхней части нагревателя (в районе термопар 10—12), средняя — в районе термопар 3—5 ( $T$  около  $50—70^{\circ}\text{C}$ ) и, наконец, верхняя — у верхней торцевой части, в области верхнего увлажнения керна.

В целом довольно отчетливо фиксируются вынос молибдена из зоны максимального нагрева и концентрация его в областях фазовых границ: вблизи границы промачивания (в нижней части керна), и особенно на участке парообразования над нагревателем.

**Медь.** Среднее содержание в исходных породах  $9,6 \cdot 10^{-3}\%$ , после нагрева также распределяется неравномерно. При общем сходстве кривых распределения меди и молибдена по керну отмечаются и некоторые различия. В частности, абсолютный максимум содержания меди ( $25,6 \times 10^{-3}\%$ ), также располагающийся над нагревателем, несколько более удален от него (район термопар 6—7). С другой стороны, нижний максимум меди ( $20,4 \cdot 10^{-3}\%$ ) относительно повышенных содержаний молибдена, наоборот, несколько сдвинут к нагревателю (район термопар 18—19). Более отчетливо проявляется зона повышенных содержаний меди непосредственно в верхней части нагревателя (пространственно она совпадает с участком проявления повышенных количеств молибдена). Средней зоне повышенных содержаний молибдена (над нагревателем) соответствует отчетливо выраженный минимум (вынос меди здесь более значительный, чем из области максимального нагрева). Как и в случае с молибденом, в верхней торцевой части керна (в области увлажнения) содержание меди несколько увеличивается.

Если учитывать максимальные концентрации элементов (отмечаемых над нагревателем), то можно говорить о большем удалении меди от очага нагрева. Близкие результаты по распределению меди и молибдена были получены нами и в предыдущих опытах. Формирование этих максимумов происходило, очевидно, за счет выноса элементов из области нагрева (для молибдена это проявлено отчетливее) и стягивания их из участков, располагающихся за пределами изотермы  $100^{\circ}\text{C}$ . Миграция в зону относительно повышенных температур отчетливее выражена у меди.

Перераспределение меди под нагревателем в отличие от молибдена менее отчетливое. Однако и здесь постоянно отмечается чередование участков с различным содержанием элемента, но отклонения от среднего содержания (в исходных породах), за исключением максимума в районе термопар 18—19, как правило, незначительны.

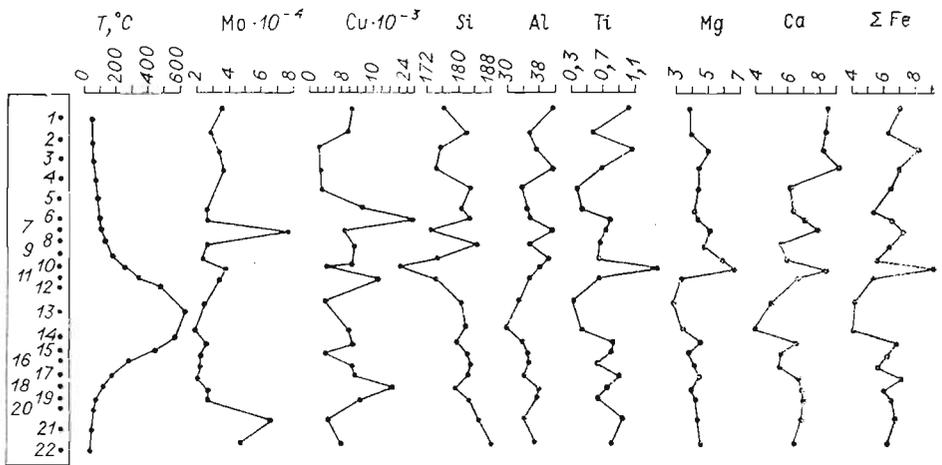


Рис. 2. Перераспределение рудных и петрогенных компонентов

Распределение кремнезема в керне после нагрева становится неравномерным. Особенно значительные колебания содержаний кремнезема характерны для области нагрева. Именно здесь отмечены абсолютно минимальные количества кремнезема и один из максимумов. Абсолютный минимум располагается непосредственно в верхней части очага нагрева и выше (в районе термопар 8—9, 125—173°C) сменяется зоной повышенных содержаний кремнезема (один из двух наиболее четко проявленных максимумов). Еще выше (над максимумом) также отчетливо проявлена зона пониженных содержаний кремнезема (второй по значимости минимум).

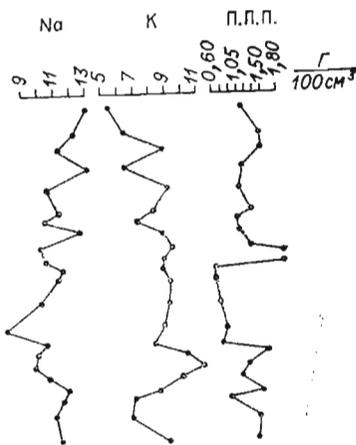
Над нагревателем выделяются еще две зоны с повышенными содержаниями кремнезема, из которых более четко проявлена зона в районе термопар 4—7. Это область, располагающаяся вблизи изотермы 100°C.

Абсолютный максимум содержания кремнезема находится в нижней торцевой части керна. При этом увеличение количества кремнезема начинается от района термопар 18—19 (84—119°C) и резко возрастает в области увлажнения.

Из участка керна, расположенного в пределах нагревателя, кремнезем в целом выносится. Однако практически вынос фиксируется только для верхней половины нагревателя (выше точки максимальных температур — термопара 13). Ниже — содержание кремнезема в породе остается близким к исходному.

Отмеченную непосредственно для очага нагрева тенденцию в перераспределении кремнезема можно распространить и на весь керн. Для верхней половины керна (выше точки максимального нагрева) более характерен вынос кремнезема (среднее содержание компонента после эксперимента здесь становится ниже среднего исходного), в нижней же половине количество кремнезема возрастает. В верхней части керна распределение кремнезема более неравномерное.

Зона максимального выноса алюминия также тяготеет к очагу нагрева, но по сравнению с зоной выноса кремнезема проявлена менее резко и располагается в области более высоких температур (445—628°C). Намечается противоположная тенденция в перераспределении алюминия по сравнению с распределением кремнезема. В частности, минимумам содержаний кремнезема соответствуют повышенные количества алюминия, и наоборот. Так, в зоне абсолютного минимума кремнезема (район термопар 8—9) фиксируется один из максимумов содержаний алюминия, а расположенному выше максимуму кремнезема соответствует уже минимум содержаний алюминия. Эта зависимость прослеживается по керну и выше. Элементы ее отмечают и для нижней половины керна.



гранита после нагрева.

В области высоких температур ( $>400^{\circ}\text{C}$ ) располагается и зона наибольшего выноса титана. В верхней части нагревателя (в районе термопар 10—11,  $244\text{--}347^{\circ}\text{C}$ ) эта зона сменяется узкой зоной с резко выраженным максимумом содержания компонента (это абсолютный максимум титана). По пространственному положению данный максимум совпадает с абсолютным минимумом кремнезема и близок к зоне относительно повышенных содержаний алюминия.

Другая зона выноса титана (проявленная менее отчетливо) располагается выше нагревателя (в районе термопар 4—6, над изотермой  $100^{\circ}\text{C}$ ) и к торцовой части зерна сменяется зоной заметно повышенных содержаний компонента.

Распределение титана в нижней половине зерна относительно более равномерное,

с незначительными локальными отклонениями от средних исходных величин (обычно в сторону увеличения).

Распределение магния более равномерное. Однако и для него отчетливо фиксируется зона выноса в области температур  $400^{\circ}\text{C}$ , которая на графике по своей конфигурации очень близка зоне выноса титана. Участок заметного повышения содержания магния пространственно также совпадает с абсолютным максимумом титана.

График распределения кальция в породе имеет очень много общего с графиком таковым алюминия и титана. Это касается как положения зоны максимального выноса (в области температур  $>400^{\circ}\text{C}$ ), так и распределения максимальных содержаний кальция, которые полностью располагаются над нагревателем. Здесь выделяются три зоны с относительно повышенными количествами кальция, разделенные зонами выноса, в которых содержание компонента снижается ниже исходного, но постоянно остается выше содержаний кальция в зоне максимального выноса. В нижней половине зерна содержание кальция остается близким исходному при равномерном его распределении.

**Железо** (суммарное, в пересчете на  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) по характеру перераспределения имеет много общего с алюминием, титаном и кальцием. Для него также в области высоких температур ( $>400^{\circ}\text{C}$ ) хорошо фиксируется зона максимального выноса, пространственно и по конфигурации графика близкая зоне выноса титана и магния. Отчетливо проявлена и узкая зона абсолютно максимального содержания железа, приуроченная, как и для других элементов, к верхней части нагревателя (область температур  $244\text{--}347^{\circ}\text{C}$ ). В верхней половине зерна проявляются и другие зоны повышенных содержаний железа. Особенно отчетлива, как и для титана, зона в районе термопар 2—3. Для кальция подобная зона в своем максимуме несколько сдвинута вниз, к нагревателю (в районе термопар 3—4). В нижней части зерна распределение железа более равномерное.

С заметным выносом из зоны нагрева перераспределяется и **натрий**. График распределения натрия (см. рис. 2) после нагрева довольно близок графику распределения кальция, что отчетливо фиксируется как по положению зоны абсолютного минимума (в районе термопар 13—14), так и по положению других зон относительно повышенных и пониженных содержаний элемента (особенно в верхней половине зерна). Как и в случае с кальцием, абсолютный максимум содержания натрия приходится не на верхнюю часть зоны нагрева (что отмечалось для большинства других компонентов гранита), а на район термопар 4—5, приближаясь к абсолютному максимуму содержания натрия в верхней торцовой части зерна, а так-

же в районе термопар 7—8 (в области температур 100—130°C). Последняя зона повышенных содержаний фиксируется и на графиках распределения кальция. В других случаях отклонения содержаний натрия от средних (исходных) величин незначительны. Это касается и зоны, расположенной в верхней части нагревателя, где отмечено только незначительное возрастание количества натрия.

Таким образом, в случае с натрием, по сравнению с уже рассмотренными элементами, можно говорить о значительно большем пути миграции от очага нагрева (до увлажняемой верхней торцовой части зерна).

Совершенно иной характер перераспределения зафиксирован для калия. В пределах очага нагрева содержание калия по керну остается более или менее постоянным, незначительно превышая среднее исходное. И только в самой нижней части зоны нагрева порода резко обогащается калием (район термопар 15—18, область температур — около 200°C). Ниже изотермы 100°C располагается область заметного выноса калия, и только в нижней торцовой части зерна содержание элемента приближается к среднему исходному. В верхней половине зерна содержание калия практически постоянно остается ниже этого среднего. При этом отмечаются три зоны пониженных количеств калия с наибольшим выносом элемента из верхней торцовой части зерна, где располагается абсолютный минимум.

Распределение п. п. п. после нагрева становится резко неравномерным. Абсолютный минимум приходится на область максимального нагрева, отчетливо вписываясь между изотермами 400°C. За пределами этих изотерм количество летучих веществ заметно возрастает, достигая абсолютно максимального значения в верхней части зоны нагрева (в районе термопар 9—10, область температур 173—244°C). Значительно менее проявленный максимум п. п. п. фиксируется и в нижней части нагрева (здесь он несколько сдвинут в сторону более высоких температур). В других частях зерна при общем неравномерном распределении п. п. п. их содержание постоянно остается ниже средней исходной величины. Общее содержание п. п. п. в зерне после эксперимента сократилось.

Таким образом, в процессе неоднородного нагрева зерна порфировидных биотитовых гранитов (с максимальным нагревом до 630°C) с подводом к его нижней и верхней торцовым частям 0,5 н раствора HCl порода претерпевает существенные химические, минералогические и физико-механические преобразования. Максимальные преобразования зафиксированы для участка зерна, расположенного непосредственно в пределах нагрева. Существенные преобразования отмечаются также в районе фазовых границ. В частности, кривая изменения открытой пористости во многом повторяет кривую распределения температур нагрева. Кривая изменения плотности практически является зеркальным отражением последней кривой.

Графики изменения удельной теплоемкости, тепло- и температуропроводности имеют более сложную конфигурацию. В частности, для теплоемкости, кроме увеличения ее значений в зоне нагрева, фиксируются максимумы в верхней и нижней половинах зерна, в районе изотермы 100°C.

Минералогические преобразования в породе при эксперименте близки к преобразованиям, происходящим при аргиллизации кислых гранитоидных пород. Много общего они имеют с преобразованиями, отмеченными С. Г. Черноурок, Ю. В. Казыцыным и др. [3] при экспериментальном воспроизведении фаций аргиллизированных пород.

Перераспределение компонентов гранита в процессе эксперимента обычно характеризуется их выносом из зоны максимального нагрева с преимущественной концентрацией в верхней половине зерна (над нагревателем). Исключение составляет калий, содержание которого в районе нагревателя в основном сохраняется, и кремний, зона абсолютно ми-

нимальных содержаний которого сдвигается в верхнюю часть нагревателя. Эта зона минимальных содержаний кремния пространственно совпадает с зонами привноса большинства других петрогенных элементов (титана, суммарного железа, кальция, магния). Здесь же располагается и зона максимального содержания летучих (п. п. п.).

В распределении зон повышенных содержаний компонентов (особенно рудных) значительную роль играют фазовые границы, являясь своеобразными концентраторами вещества.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Дударев А. Н., Сотников В. И. Мобилизация и перераспределение рудного вещества во влажных средах в термоградиентном поле по экспериментальным и геологическим данным (на примере Сорского молибденового месторождения).— В кн.: Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 146—166.
2. Сотников В. И., Дударев А. Н. Экспериментальное изучение взаимодействия гранита с водой в растворе  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  в условиях неоднородного температурного поля.— В кн.: Физика и физико-химия рудообразующих процессов. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 171—181.
3. Чернорук С. Г., Казицын Ю. В., Дубик О. Ю., Нечипоренко Г. О. Экспериментальное исследование гидротермальной аргиллизации гранитоидов.— В кн.: Проблемы метасоматоза. М., «Недра», с. 351—361.

*А. Н. Дударев, В. И. Сотников, П. И. Радченко*

### ПОВЕДЕНИЕ РУДНЫХ И ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ МЕТАЛЛОНОСНЫХ «ЧЕРНЫХ» СЛАНЦЕВ В ТЕРМОГРАДИЕНТНЫХ ПОЛЯХ

Многие исследователи считают, что источником рудного вещества гидротермальных месторождений полезных ископаемых могут быть осадочные и метаморфические толщи горных пород, обогащенные теми или иными рудными компонентами. Магматические процессы, преобразующие их впоследствии, играют не столько рудообразующую, сколько мобилизующую и перераспределяющую роль [1, 2, 3].

Особенно большое значение как вероятному источнику металлов рудных месторождений в мировой геологии отводится различным типам углеродсодержащих сульфидоносных сланцев — металлоносных, в нашем употреблении, или «черных», по терминологии американских геологов [4].

Предметом обсуждения настоящей статьи являются результаты полевых и экспериментальных исследований, предпринятых нами в последние годы с целью изучения подобных металлоносных сланцев, широко развитых в пределах северо-западной части Каратауской складчатой области в Восточном Казахстане. В составе этой кремнисто-сланцевой и карбонатно-кремнистой формации отмечается большое разнообразие сланцев: углисто-кремнистые, углисто-глинистые, углисто-карбонатные и др. Все они интенсивно пиритизированы, содержат в том или ином количестве следующие элементы: Mo, V, Ni, Co, Cu, Zn, Rr, Sn, Ti, Cr, Ag, Au, Pb, Cd, La, U, Y, Sc, Se, P, As, Sb, Sr, Ba и т. д., причем почти все перечисленные элементы обладают повышенными кларками, а содержание отдельных из них может быть значительным, например: Mo (до 1,5 кг/т), V (4—5%), Zn (1—2%).

В тектоническом отношении районы распространения формации приурочены к северной части Среднего Тянь-Шаня и располагаются непосредственно к югу от важнейшей структурной линии Николаева и к

юго-западу от Главного Таласо-Каратауского разлома. К ним относятся: бассейны р. Сары-Джас, хр. Джетын-Тоо, хр. Кок-Ийрым и Такталыкская гряда, район Сандоламского и Пскемского хребтов, горы Джебаглы и Северо-Западный Каратау. Полоса распространения металлоносно-черносланцевой углистой формации Среднего Тянь-Шаня продолжается на север вплоть до Северного Казахстана и на восток в пределы КНР. Формация приурочена к отложениям нижнего кембрия — нижнего ордовика.

Во всех перечисленных районах Среднего Тянь-Шаня молибденованадиевые отложения залегают над толщей пелитообразных пород предположительно позднекембрийского возраста и под песчано-сланцевыми отложениями с фауной среднего — верхнего ордовика. Металлоносная толща во всех указанных районах имеет существенно кремнистый состав и содержит средний рудный горизонт, состоящий из переслаивания безрудных прослоев кремнистых сланцев и рудных прослоев существенно глинисто-углистых сланцев.

Полевыми исследованиями установлено, что в экзоконтактах гранитоидов наблюдается значительная миграция молибдена, меди, свинца и цинка из кремнисто-углистых сланцев. При благоприятных условиях возможна локализация оруденения Mo, Cu и Pb. В частности, выделены две группы элементов, характер миграции которых при воздействии гранитных интрузий противоположен.

Для первой группы, представленной молибденом, свинцом и медью, свойствен вынос из углистых сланцев в процессе их ороговикования. При этом вынос элементов из преобразованной углисто-сланцевой толщи часто сопровождается их отложением в виде новых минеральных форм и рудных скоплений.

Для второй группы, представленной лишь цинком, свойствен привнос элемента в измененные углистые сланцы и обогащение им приконтактовой зоны гранитоидного массива. Обычно наблюдается следующая картина распределения цинка. В гранитоидах, наиболее удаленных от контакта, содержание элемента равно или почти соответствует кларковому. В эндоконтактовой зоне гранитоидного массива оно резко понижается (обедненная зона), а в экзоконтактовой — повышается: наблюдаются максимальные (в 10—15 раз большие) значения концентрации элемента по сравнению с кларком (обогащенная зона). Такие повышенные концентрации цинка характерны лишь для измененных углистых сланцев, а в «сохранившихся» (удаленных от контакта и не подверженных преобразованию) углистых сланцах кривая распределения элемента ниспадает до минимальных содержаний.

С целью более детального изучения особенностей активизации и перераспределения рудных и петрогенных элементов углисто-глинистых сланцев с одновременным исследованием физико-химических свойств растворов, производящих переотложение рудных компонентов, нами проведено лабораторное моделирование на искусственно изготовленных брикетах. Стояли следующие задачи:

- 1) изучение характера миграции рудных элементов в зависимости от pH среды и температурного режима;
- 2) изучение зависимости pH растворов от температурного градиента;
- 3) анализ баланса вещества углисто-глинистых сланцев в зависимости от температурного градиента и pH растворов.

#### МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Природные образцы углисто-глинистых сланцев дробили до фракции 0,05—0,1 мм, затем из смеси с цементом в соотношении 7:3 готовился прямоугольный брикет размером 240×120×140 мм. Через весь брикет проходили вертикальный селитовый нагреватель и пять циркуляционных

Т а б л и ц а 1

Выщелачивание молибдена из сланца и гранита, мг/л

№ пробы	Растворитель	Гранит (Соры)	Сланцы (Сары-Джаса)
1	H <sub>2</sub> O	10,50	Не обн.
2	2M Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	16,20	60,80
3	5% NaCl	6,80	Не обн.
4	NaCl (конц.)	3,40	»
5	5% KCl	4,90	»
6	KCl (конц.)	1,00	»
7	5% Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> +5% NaCl	15,40	51,0

Примечание. Молибдена в исходном граните 100 г/т, в сланце—65 г/т.

цепей. Исходный образец опробовался, затем монтировались хромель-алюмелевые термопары (диаметр проволоки 0,5 мм). Мощность селитового нагревателя составляла 4,5 кВт; он изолировался от брикета кварцевой трубкой (диаметр трубки 22 мм).

По замкнутому гидравлическим цепям циркулировала дистиллированная вода. У нагревателя находилась регулировочная термопара; все другие термопары располагались в брикете и подключались к многоточечному потенциометру. Нагревание брикета продолжалось в течение 11 ч. В ходе эксперимента проводился отбор раствора с целью измерения рН и количественного определения содержания в них молибдена. Замеры рН проводились на ЛПУ-01 при комнатной температуре. Анализ на содержание молибдена выполнен Л. А. Непеиной. После нагревания образец опробовался повторно. Материалы анализировались на квантометре (аналитик М. И. Зеркалова). Был также проведен количественный спектральный анализ на рудные элементы (аналитик А. А. Алибина).

Предварительно перед экспериментом оценивалось последовательное выщелачивание из материала брикета молибдена при 22°C и 1 атм в течение 1 мес (10 г порошка в 50 мл раствора — табл. 1).

#### ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ УГЛИСТО-ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦЕВ В БРИКЕТЕ

В результате интенсивного неоднородного нагревания брикета (максимальный нагрев достигал 1000°C) в образце возникли до 11 зон различной степени изменения и расплав. В табл. 2 приведены некоторые данные анализа растворов, отобранных из различных частей брикета. Пробы № 17, 22, 27 и 32 представляли собой конденсат, который фильтровался через образец, а остальные — воду, циркулирующую в замкнутых гидравлических цепях в разных зонах нагревания образца. В табл. 3 приведены некоторые физико-химические параметры проб конденсата. В табл. 4 и 5 показаны результаты спектральных и квантометрических анализов брикета из различных зон изменения.

Приведенные материалы свидетельствуют в первую очередь о том, что наибольшая миграционная способность молибдена фиксируется в интервале температур 75—225°C при широком диапазоне значений рН растворов (от 7,7 до 11,6). Самая высокая миграция оказывается при рН растворов от 9,1 до 11,6. Иными словами, при относительно низких температурах и высоких рН происходит интенсивное выщелачивание молибде-

Время отбора раствора и его физико-химические характеристики

№ пробы	Время отбора, ч—мин	T, °C	pH	Ен	Колич. Мо, мг/л	Аликвотная часть, мл	Объем конденсата, мл	№ циркуляционной цепи
1		75	10,09	0,634	He обн.	1	—	I
2		50	10,72	0,597	1,21	2	—	II
3	9—45	42	9,92	0,644	0,49	0,5	—	III
4		35	10,56	0,606	0,01	1	—	IV
5		30	10,80	0,592	He обн.	2	—	V
6		145	10,56	0,606	4,04	6	—	I
7	11—35	108	8,08	0,753	1,21	2	—	II
8		90	8,16	0,748	0,61	1	—	III
9	13—15	143	10,47	0,611	0,81	3	—	I
10		118	7,91	0,763	He обн.	1	—	II
11		145	10,66	0,600	1,01	3	—	I
12	14—45	123	7,83	0,767	He обн.	4	—	II
13	15—15	150	10,31	0,621	0,40	6	—	I
14		126	7,52	0,781	0,61	2	—	II
15	16—13	237	9,78	0,652	He обн.	5	—	I
16		132	10,00	0,639	0,24	2,5	—	II
17		295	7,94	0,761	He обн.	5	8,4	I
18		138	11,32	0,562	2,43	2	—	II
19	17—05	120	10,40	0,615	He обн.	2	—	III
20		105	8,49	0,728	0,50	2	—	IV
21		90	10,21	0,627	He обн.	5	—	V
22		372	7,27	0,801	1,7	12	9,0	I
23		140	10,98	0,582	0,80	2,5	—	II
24	18—00	125	10,72	0,597	0,15	3	—	III
25		168	11,10	0,575	1,21	1	—	IV
26		95	9,69	0,657	3,65	5	—	V
27		1100	7,19	0,811	0,49	5	5,0	I
28		240	7,98	0,759	0,49	5	18,0	II
29	19—05	140	10,40	0,615	2,43	3	—	III
30		120	10,64	0,601	0,41	1	—	IV
31		100	7,91	0,763	He обн.	0,6	—	V
32		1100	6,37	0,854	0,24	2	0,8	I
33		290	7,52	0,786	0,79	8	4,1	II
34	19—15	148	10,34	0,619	0,61	17	—	III
35		121	11,57	0,547	0,04	15	—	IV
36		105	9,96	0,642	0,07	5	—	V

на из металлоносных сланцев и переотложение его в зоны более высоких температур и более низких значений pH растворов.

Уже отмечалось, что в искусственном брикете в результате нагревания образовалось до 11 зон изменения, которые хорошо выделялись микроскопически и по химическим особенностям. Детальный анализ поведения рудных и породообразующих элементов свидетельствует о том, что общим для большинства рудных является возрастание их содержания с приближением к нагревателю. Так, содержание молибдена возрастает (см. табл. 4) с 40—50 до  $100 \cdot 10^{-3}\%$ ; меди — с 50 до  $70 \cdot 10^{-3}$ ; свинца — с 10 до  $25 \cdot 10^{-3}$ ; никеля — с 3 до  $16 \cdot 10^{-3}\%$  и т. д. Однако для каждого элемента наблюдается своя зона максимальной концентрации, что видно из табл. 5.

Своеобразно изменение содержаний породообразующих компонентов (табл. 6). Так, с приближением к нагревателю наблюдаются следующие изменения в их содержании: CaO — с 22,5 до 26,5%; Na<sub>2</sub>O — с 0,6 до

Т а б л и ц а 3

## Условия отбора и особенности проб конденсата (термоосмотической жидкости)

Гидравлич. цепь	№ пробы	Объем конденсата, мл	T точки отбора, °C	Температурный градиент, °C/мм	Время отбора, с	Скорость раствора, мл/мин	Содержание Мо, мг/л	pH	Термоосмотический поток, мл/ч·см <sup>2</sup>
1	17	8,4	295	23,0	52	0,161	н. о.	7,94	1,09
1	22	9,0	370	33,0	55	0,163	1,70	7,27	1,11
1	27	5,0	900	100,0	65	0,077	0,49	7,19	0,51
1	32	0,8	1100	140,0	10	0,080	0,24	6,37	0,54 (0,54)
2	28	18,0	200	10,0	65	0,277	0,49	7,98	1,88
2	33	4,1	225	12,0	10	0,410	0,79	7,52	2,79

1,1%; K<sub>2</sub>O — с 1,5 до 1,3%; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — с 3,3 до 3,75% и т. д. Содержание же легколетучих (п. п. п.) падает с 10—14 до 0%.

Данные по преобразованиям сланцев брикета в неоднородном температурном поле позволили провести расчет материального баланса перераспределения рудного и петрогенного вещества по зонам изменения. Как показывает анализ баланса вещества, среди петрогенных компонентов по характеру перераспределения выделяются четыре группы элементов: 1) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, MgO, CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 2) TiO<sub>2</sub>, MnO; 3) K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, 4) п. п. п.

Для первой группы характерен вынос вещества с периферийных участков брикета, а также из эндоконтактной части расплава и обога-

Т а б л и ц а 4

## Содержание рудных элементов по зонам изменения брикета, %

№ пробы	№ зоны	Zn	Mo	Ni	Co	Cu	Pь
60	0	0,015	0,040	0,0040	0,0002	0,050	0,0100
73	1	0,010	0,030	0,0030	0,0001	0,035	0,0060
74/а	2	0,014	0,032	0,0055	0,0001	0,050	0,0095
74/б	3	0,014	0,065	0,0080	0,0001	0,050	0,0100
74/2б	4	0,018	0,062	0,0055	0,0001	0,030	0,0110
74/3б	5	0,015	0,075	0,0100	0,0003	0,050	0,0180
75	6	0,012	0,100	0,0075	0,0003	0,070	0,0200
76	7	0,018	0,055	0,0078	0,0003	0,070	0,0250
77	8	0,025	0,090	0,0080	0,0003	0,060	0,0140
78	9	0,020	0,090	0,0025	0,0003	0,055	0,0030
79	10	0,020	0,100	0,0140	0,0005	0,055	0,0025
80	11	0,016	0,092	0,0110	0,0003	0,055	0,0014
83	1	0,010	0,033	0,0035	0,0003	0,028	0,0060
84/а	2	0,012	0,032	0,0040	0,0003	0,040	0,0065
84/б	3	0,014	0,080	0,0100	0,0003	0,040	0,0140
84/2б	4	0,018	0,070	0,0100	0,0003	0,030	0,0140
84/3б	5	0,012	0,080	0,0110	0,0003	0,030	0,0090
85	6	0,016	0,050	0,0100	0,0003	0,050	0,0200
86	7	0,015	0,058	0,0100	0,0003	0,050	0,0200
87	8	0,015	0,078	0,0055	0,0003	0,050	0,0120
88	9	0,037	0,100	0,0445	0,0003	0,050	0,0025
89	10	0,040	0,085	0,085	0,0007	0,055	0,0022
90	11	0,042	0,100	0,0080	0,0008	0,020	0,0020
101	12	0,025	0,062	0,0100	0,0008	0,025	0,0012
102	13	0,020	0,100	0,0100	0,0007	0,030	0,0030

П р и м е ч а н и е. 1. Пробы № 60—80 — разрез в средней части брикета; пробы № 83—102 — разрез в нижней части брикета. 2. Зоны изменения: 0 — исходная горная порода; 1 — очень слабое изменение; 2 — слабое; 3 — среднее; 4 — сильное; 5 — переходная; 6 — сплошная; 7 — предсплошная; 8 — серая; 9 — обеленная; 10 — экзоконтакт; 11 — эндоконтакт; 12 — расплав I; 13 — расплав II.

Таблица 5

## Зоны концентрации элементов в брикете после нагревания

Элемент	Средняя часть брикета	Низ брикета
Молибден . . . . .	6 и 8—11	3—5 и 9—11
Медь . . . . .	6, 7	5—10
Свинец . . . . .	7	6, 7
Цинк . . . . .	4 и 8—10	9—11
Никель . . . . .	5 и 9, 10	3—7 и расплав I

чение им приконтактной зоны и расплава II (однородное стекло). Привнос элементов первой группы в отдельных зонах по отношению к исходной породе достигает 15—70%.

Во второй группе элементов наибольший вынос происходит из периферийных областей с высокими рН, ближней приконтактной и эндоконтактной зон расплава. Переотложение их происходит в средней и внешней приконтактной зонах брикета, а также незначительно в расплаве II. Привнос железа и марганца в отдельных зонах по отношению к исходной породе изменяется от 6 до 58%.

Для третьей группы наиболее свойственны вынос из периферийных участков брикета и обогащение приконтактной зоны и расплава. Максимальный привнос отмечается в ближней приконтактной зоне и достигает 100% по сравнению с исходной породой.

Для четвертой группы, представленной только п. п. п., характерен значительный вынос из расплава, ближней приконтактной зоны и в меньшей степени — из средней и внешней приконтактных зон. Наблюдается обогащение периферийных участков брикета, что, по-видимому,

Таблица 6

## Химический состав зон изменения углесто-глинистого сланца

№ пробы	№ зоны	SiO <sub>2</sub>	MnO	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П. п. п.
60	0	38,00	0,08	0,30	8,20	1,40	22,50	3,30	0,32	1,51	10,22
73	1	37,00	0,09	0,31	8,80	1,35	22,0	3,25	0,31	1,28	10,68
74/a	2	37,50	0,09	0,32	9,05	1,30	23,25	3,35	0,25	1,37	8,40
74/б	3	42,50	0,06	0,30	8,45	1,35	23,75	3,30	0,30	1,40	6,80
74/2б	4	37,50	0,07	0,28	8,05	1,35	21,75	3,35	0,35	1,51	6,00
74/3б	5	39,90	0,07	0,23	8,73	1,40	22,00	3,35	0,35	1,35	5,50
75	6	43,00	0,09	0,38	9,35	1,35	24,30	3,70	0,38	1,43	3,22
76	7	39,00	0,09	0,38	8,30	1,50	26,00	3,80	0,38	4,45	0,88
77	8	42,00	0,09	0,39	8,85	1,55	26,50	3,85	0,42	1,52	-0,60
78	9	36,00	0,06	0,25	8,25	1,67	25,50	3,63	0,47	1,78	-0,32
79	10	40,00	0,06	0,37	8,55	1,45	26,00	3,75	0,50	1,82	-0,12
80	11	42,50	0,09	0,33	10,30	1,50	26,50	3,75	0,50	1,78	-0,08
83	1	37,50	0,07	0,30	8,40	1,39	22,50	3,50	0,30	1,37	14,02
84/a	2	36,0	0,09	0,37	8,60	1,40	21,75	3,70	0,36	1,43	9,44
84/б	3	43,00	0,09	0,39	9,17	1,25	22,75	3,47	0,36	1,52	7,30
84/2б	4	36,00	0,08	0,38	9,90	1,30	22,75	3,45	0,36	1,56	5,78
84/3б	5	38,30	0,09	0,34	7,80	1,35	20,50	3,43	0,40	1,64	4,96
85	6	39,00	0,06	0,28	8,45	1,35	22,50	3,25	0,36	1,66	3,18
86	7	36,00	0,02	0,15	8,00	1,50	20,75	3,33	0,40	1,73	0,26
87	8	32,50	0,05	0,22	8,60	1,45	23,00	3,45	0,44	1,71	-0,62
88	9	32,50	0,04	0,24	8,90	1,43	25,00	3,40	0,44	1,80	-0,16
89	10	33,00	0,08	0,28	8,53	1,53	23,30	3,45	0,48	1,82	-0,02
90	11	33,00	0,08	0,30	8,50	1,53	23,60	3,65	0,49	1,73	0,30
101	12	47,30	0,09	0,29	8,55	1,45	22,00	3,45	0,48	1,71	-0,32
102	13	36,50	0,07	0,26	7,87	1,50	21,00	3,25	0,56	1,81	-0,28

Примечание. Названия профилей и зон изменения см. в табл. 4.

связано с разложением органического вещества и отгоном его составляющих в более холодные участки образца.

На основании изучения баланса перераспределения рудного вещества выделены три группы элементов, поведение которых при гидротермальном преобразовании углисто-глинистых сланцев различно: 1) Mo, Zn; 2) Co, Ni; 3) Cu, Pb.

Молибден и цинк выщелачиваются растворами с высокими значениями pH в периферийных областях и перетрагаются в приконтактной зоне и в расплаве. Следует отметить, что основная масса рудного вещества фиксируется в приконтактной зоне расплава. Так, для молибдена привнос его сюда может достигать 38,4—247%; для цинка обогащение достигает 395%.

Для кобальта и никеля характерны большие по размеру зоны обогащения, которые могут включать расплав, приконтактную и частично ближнюю периферийную области брикета. Основная масса рудных элементов этой группы концентрируется в расплаве, а по вертикали — в нижних частях брикета (см. табл. 4, 6 и рисунок). Для кобальта привнос достигает 16,3—746% (в расплаве); для никеля степень обогащения составляет 2,9—381%.

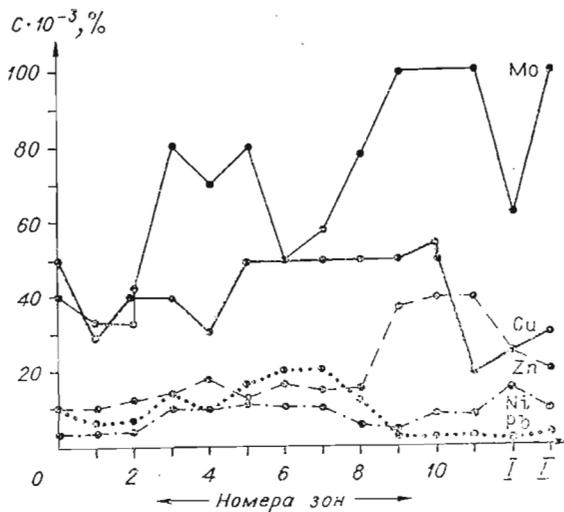
Резко отличается поведение рудных элементов третьей группы — меди и свинца. Для них характерен значительный вынос из периферийных участков, а также из расплава и отложение в средней и ближней приконтактной зонах брикета. Привнесенное рудное вещество локализуется в довольно узкой части экзоконтактной зоны около очага расплавления. Зона обогащения свинца смещена в область более низких температур по сравнению с зоной обогащения для меди. Для свинца привнос достигает 6,5—210%, а для меди 18,0—76,3%.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Миграция молибдена, меди, свинца, цинка, кобальта и никеля в углисто-кремнистых сланцах в экзоконтактных зонах гранитоидных тел значительна, и при благоприятных условиях возможна локализация рудных элементов с заметной концентрацией.

2. Из сланцев выщелачивается до 90—95% молибдена 5%-ным углекислым калием и натрием. Интересным в геохимическом отношении представляется перенос молибдена возникающими комплексными соединениями. Так, четырехзамещенная тиосолев молибдена  $K_2MoS_4$  образуется при высокой концентрации серы в щелочных условиях. С уменьшением pH и понижением концентрации она разлагается до окситиосолей типа  $K_2MoS_3O$ — $K_2MoS_2O_2$ — $K_2MoSO_3$ , а при сильном подкислении раствора разрушается еще дальше с образованием сульфида. Не исключена возможность переноса молибдена в виде соединений типа  $K_6Mo^{IV}(CO_3)_5 \cdot 2H_2O$ , тем более, что для молибдена наиболее сильным растворителем являются карбонаты калия и натрия.

3. При преобразовании металлоносных сланцев происходит перераспределение рудных элементов в значительных масштабах в неоднородно



Особенности изменения средних содержаний рудных элементов по зонам изменения в экспериментальном брикете.

нагретом образце. Степень обогащения по отдельным рудным элементам достигала (%): для молибдена — 247, цинка — 395, кобальта — 746, никеля — 381, меди — 76,3, свинца — 210.

Самые высокие миграционные способности молибдена обнаружены при рН растворов 9,1—11,6 и температурах 75—225°C.

4. В результате преобразования металлоносных сланцев в искусственно изготовленном брикете возникло до 11 зон изменения (включая зону расплавления).

5. Характер распределения Mo, Cu, Zn, Pb, Co и Ni в гидротермально измененных сланцах в неоднородно температурном поле, наблюдаемый в лабораторных условиях, близок к их распределению в природных разрезах.

6. При неоднородном длительном нагревании брикета в нем наблюдалось проявление термоосмоса (тепловое скольжение) — движение раствора в область более высоких температур из областей менее нагретых. Величина термоосмотического потока изменялась от 0,36 до 2,79 мл/см<sup>2</sup>·ч — она сложно зависит от температуры образца (см. табл. 3).

Исследования природных материалов и материалов, полученных в лабораторных условиях на моделях неоднородного нагревания, свидетельствуют о возможности значительной мобилизации рудного вещества вмещающих «черных» сланцев с образованием концентрированных скоплений рудных элементов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Сердюченко Д. П. Редкометальность некоторых метаморфизованных и гранитных комплексов. М., «Наука», 1969, с. 185.
2. Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций.— В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 153—177.
3. Мармо В. О возможной генетической связи оруденения с сульфидными сланцами. XXI Междунар. геол. конгресс. Вып. III. 1960, с. 408—413.
4. Swanson V. E. Geology and geochemistry of uranium in morine black shales. A review. Washington. U. S. Gov. print. off., 1961, p. 67.

*Э. С. Персигов*

### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЯЗКОСТИ ВОДОНАСЫЩЕННОГО ГРАНИТНОГО РАСПЛАВА ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ И ДАВЛЕНИЯХ

#### КРАТКИЙ ОБЗОР

Характер процессов перемещения магматических расплавов в земной коре и верхней мантии, а также их поведение в вулканических процессах, форма излившихся масс горных пород и их текстурные особенности в значительной степени определяются именно вязкостью магмы и изменением ее термодинамических параметров.

Поскольку вязкость реальных силикатных расплавов может быть определена только экспериментально, а количество таких работ пока весьма ограничено, актуальной задачей геологического эксперимента является изучение вязкости систем, близких по составу к природным магматическим расплавам. Природные силикатные расплавы имеют переменное содержание летучих, которое весьма существенно сказывается на величине вязкости. Однако известные в литературе данные по вязкости силикатных расплавов относятся главным образом к «сухим» расплавам горных пород, шлаков и технических стекол. Эти материалы хотя и дают

важную информацию о величине вязкости природных расплавов, потерявших летучие, но не могут удовлетворить требований современных задач петрологии. Определение же вязкости силикатных расплавов, содержащих летучие, является сложной технической и методической задачей, чем в первую очередь и определяется крайне незначительное количество такого рода исследований. Известные в литературе способы определения вязкости расплавов горных пород и стекол при высоких давлениях летучих, кроме того, небезупречны в методическом смысле.

Нами был разработан и исследован радиационный вискозиметр высокого давления с падающим шариком (именуется в дальнейшем для краткости — радиационный вискозиметр), на котором было выполнено более 90 определений вязкости водонасыщенного гранитного расплава в широком интервале температур (800—1200°C) в диапазоне давлений, которые характерны для глубин, где происходит становление основной массы рудоносных гранитных массивов (500—2000 атм).

Известно, что жидкость может быть определена как конденсированная среда, которая реагирует на напряжение сдвига в процессе течения в значительно большей степени, чем в условиях заданной деформации сдвига, т. е. при заданной деформации напряжение в жидкости быстро релаксирует и механическое воздействие, а следовательно, и вязкое течение исчезают, тогда как при заданном напряжении сдвига вязкое течение и накопление остаточной деформации наблюдается все время [42]. Согласно известному закону внутреннего трения Ньютона, вязкое напряжение при сдвиге пропорционально скорости деформации:

$$\tau = \eta \frac{dv}{dy}, \quad (1)$$

где  $\tau$  — напряжение сдвига;  $\frac{dv}{dy}$  — градиент скорости;  $\eta$  — коэффициент сдвиговой вязкости.

В системе CGS коэффициент вязкости на основании уравнения (1) имеет размерность дин  $\text{с}/\text{см}^2$  и называется пуазом, а в системе СИ за единицу вязкости принят  $1 \text{ нс}/\text{м}^{-2}$ , равный 10 пз. Вязкостные свойства жидкости характеризуются двумя коэффициентами сдвиговой или обыкновенной вязкости ( $\eta$ ) и объемной или второй вязкости ( $\eta^1$ ) (42, 53).

В данной работе рассматривается только коэффициент сдвиговой вязкости  $\eta$ , называемый нами просто вязкостью. Вязкость у обычных жидкостей уменьшается с увеличением температуры при постоянном давлении и не зависит от градиента скорости при малых скоростях сдвига (ньютоновские жидкости).

Представляемая графически зависимость между градиентом скорости ( $D$ ) и напряжением сдвига (кривая течения) для ньютоновских жидкостей — прямая  $OA$ , проходящая через начало координат (рис. 1). Многие жидкости не подчиняются уравнению (1), когда принимается  $\eta = \text{const}$  (при постоянных температуре и гидростатическом давлении). В таких случаях говорят об аномалии вязкости и соответственно об аномально-вязких средах. Обычно уравнение (1) обобщают на те случаи, когда  $\eta$  является функцией  $D$  (или  $\tau$ ). Величина  $\eta$ , определяемая в таком случае равенством  $\eta = \tau/D$ , называется эффективной или кажущейся вязкостью ( $\eta_e$ ). Чаще всего встречаются аномально-вязкие среды, кривые течения которых показаны на рис. 1. Линия  $OB$  на рис. 1 опи-

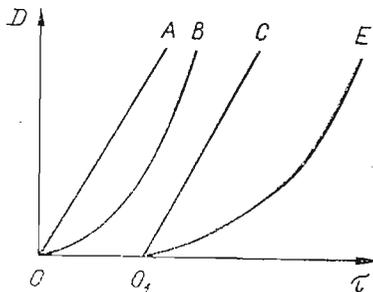


Рис. 1. Типичные кривые течения [4].

$OA$  — ньютоновское течение;  $OB$  — неньютоновское течение;  $O_1C$  — вязкопластичное (бингамовское);  $O_1E$  — псевдопластичное.

сывает поведение аномально-вязких (неньютоновских жидкостей), линия  $O, C$  — вязкопластичных (бингамовских) жидкостей, линия  $O, E$  соответствует псевдопластичным средам.

Для бингамовских и псевдопластичных сред может существовать такое предельное значение напряжения сдвига («yield value», по Бингаму)  $\tau = \tau_0$ , под действием которого может развиваться стационарное течение. В этом случае для вязкопластичных тел функция течения имеет вид

$$D = \frac{\tau - \tau_0}{\eta_{пл}} (\tau > \tau_0), \quad (2)$$

( $\eta_{пл}$  — пластическая вязкость).

У псевдопластичных тел вязкость, определяемая из отношения  $\tau - \tau_0 / D$ , зависит от градиента скорости. При  $\tau_0 = 0$  выражение (2) переходит в обычное уравнение Ньютона (1). Существует обширный класс веществ, которые при деформации проявляют как вязкостные, так и упругие свойства. Их принято именовать вязкоупругими [53].

В результате систематических исследований вязкости «сухих» расплавов горных пород и синтетических силикатных стекол с помощью ротационных вискозиметров было установлено, что течение подобных веществ в области ликвидуса соответствует ньютоновской модели жидкости. Экспериментальные исследования вязкости водонасыщенных обсидианов, проведенные Шоу [82], показали, что течение насыщенных водой кислых расплавов горных пород при малых напряжениях сдвига также соответствует течению ньютоновской жидкости.

В настоящей работе не ставилась задача исследования реологического поведения расплава водонасыщенного гранита. Нами исследовалась ньютоновская вязкость при малых напряжениях сдвига, которая характеризует течение расплава с неразрушенной структурой.

Исследования вязкости расплавов горных пород, потерявших летучие, и искусственных силикатных стекол весьма многочисленны. Особо следует отметить заслугу М. П. Воларовича и его школы (Л. И. Корчемкин, А. А. Леонтьев, Д. М. Толстой), осуществивших в период с 1933 по 1950 гг. наиболее систематические исследования вязкости указанных систем при высоких температурах в области ликвидуса, а также в интервале размягчения [9, 10, 11]. Вязкость подобных систем изучали Кани, Хосокава [75], Мураши [78], Андраде [57], Боуэн [7], Мори [77], Бокрис с сотрудниками [62], Сайсер [80], Саватье [79], Каррон [66] и другие.

Анализируя указанные выше работы и большое количество других, как отечественных, так и зарубежных [55], можно сделать следующий вывод: главным образом изучались температурная зависимость вязкости расплавов горных пород и искусственных силикатных систем и зависимость вязкости этих расплавов от состава. Крайне недостаточно исследовались вопросы зависимости вязкости от давления и растворенных в расплаве летучих компонентов.

В табл. 1 и на рис. 2 приведены некоторые результаты исследований вязкости расплавов горных пород и минералов при раз-

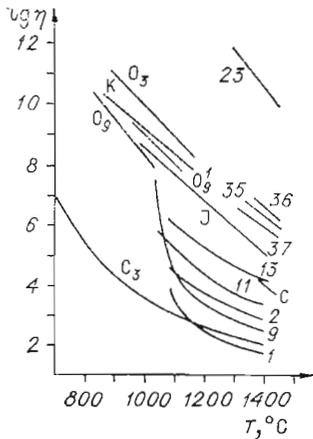


Рис. 2. Температурная зависимость вязкости горных пород (основных и кислых) [9].

1 — базальт из Закавказья; 2 — теменит Курбеси; 9 — лава с Везувия лейцитовая; 11 — андезит-базальт с Алагега; 13 — дацит с Алагега;  $O_1$  — обсидиан с Алагега;  $O_2$  — обсидиан Ани; К — кулибинит; 23 — кварцевое стекло;  $C_1$  — промышленное стекло с 70%  $SiO_2$ ; 35 — гранит роговообманковый Симйоши; 36 — липарит Нийима; 37 — обсидиан Оки; J — метеорит (тектит из Индокитая); C — каменный метеорит Саратов.

Таблица 1

## Вязкость расплавов горных пород и минералов при 1400°C

Порода (места отбора проб)	Вязкость, пз	Лит. источник
Диопсид . . . . .	80	[75]
Альбит . . . . .	$1,8 \cdot 10^5$	[75]
Ортоклаз . . . . .	$10^7$	[75]
Базальт оливиновый (Гембудо, Япония)	137	[75]
Базальт андезитовый (Мотомура, Япония)	140	[75]
Базальт нефелиновый (Нагахана, Япония)	80	[75]
Лава (гора Везувий)	256	[75]
Обсидианы . . . . .		
Оки . . . . .	$10^6$	[75]
Ниидзима . . . . .	$4,4 \cdot 10^6$	[75]
Арита . . . . .	$4,4 \cdot 10^6$	[75]
Еревана . . . . .	$1,7 \cdot 10^5$	[9, 10]
Гранит роговообманковый . . . . .	$2 \cdot 10^6$	[9, 10]
Андезиты . . . . .	150—1500	[9, 10]
Диабазы . . . . .	15—400	[9, 10]
Базальт оливиновый . . . . .	13	[9, 10]
Трахибазальт . . . . .	35	[9, 10]
Базальт . . . . .	38	[9, 10]
Андезит . . . . .	800	[9, 10]

личных температурах, полученные названными выше авторами.

Из табл. 1 и рис. 2 видно, что вязкость расплавов горных пород увеличивается в кислых, богатых кремнекислотой породах в  $10^3$ — $10^5$  раз по сравнению с основными.

М. П. Воларович с сотрудниками на основании своих исследований (около 35 образцов горных пород) и исследований других авторов установили зависимость между вязкостью изверженных горных пород и коэффициентом кислотности  $\alpha$ , по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, при 1400°C [10]:

$$\ln \eta = \frac{23,9}{\alpha + 1,1} + 10,5. \quad (3)$$

Уравнение (3) отвечает сплошной кривой на рис. 3. Из этой кривой, а также из формулы (3) видно, что при увеличении  $\alpha$  вязкость стремится

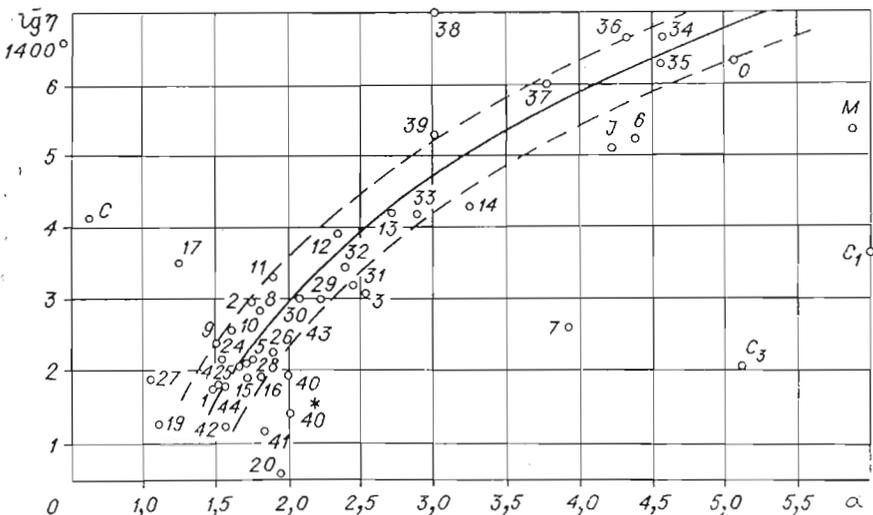


Рис. 3. Зависимость вязкости расплавов горных пород от коэффициента кислотности [10].

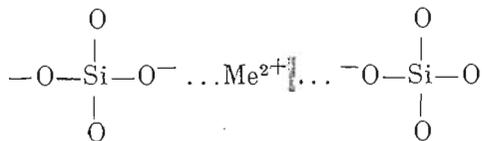
к определенному пределу ( $\lg \eta = 10,5$ ), который соответствует вязкости кварцевого стекла при  $1400^\circ\text{C}$ .

Из всех физико-химических свойств вязкость силикатных расплавов наиболее сильно и, пожалуй, наиболее сложно зависит от состава при фиксированной температуре. Величиной, определяющей вязкость жидкости и ее изменение с составом, является энергия взаимодействия (а также жесткость связи) частиц и ее зависимость от концентрации компонентов. Увеличение содержания в расплаве кремнезема, глинозема и окиси калия приводит, по данным Кани и Хосокава [75], к увеличению вязкости при  $1250^\circ\text{C}$ , а окисей железа (особенно закиси), магния и натрия — к ее уменьшению. Общие черты влияния различных составных частей силикатных расплавов на их вязкость известны из исследований вязкости шлаков и искусственных силикатных стекол.

Наиболее полно зависимость вязкости силикатных расплавов от состава отражена в монографии О. А. Еспна и П. В. Гельда [14]. Относительно простую форму, впрочем достаточно многообразную, эта зависимость имеет в бинарных системах. Дж. Бокрис и соавторы [61, 62] на основе всестороннего изучения вязкости бинарных силикатных расплавов типа  $\text{Me}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  (Li, Na, K) и  $\text{MeO}-\text{SiO}_2$  (Ca, Sr, Ba) в широком диапазоне температур ( $1150-1800^\circ\text{C}$ ) разработали дискретную ионную теорию силикатных расплавов, которая устанавливает непосредственную связь вязкости со структурой расплава. Они показали, что вязкость указанных силикатных систем экспоненциально возрастает с увеличением содержания  $\text{SiO}_2$ . Энергия активации вязкого течения  $E_\eta$ , соответствующая величине энергетического барьера, который необходимо преодолеть движущейся частице, очень большая для чистого  $\text{SiO}_2$  (151 ккал/моль), быстро спадает до 40—45 ккал/моль в интервале 0—10%  $\text{Me}_2\text{O}$  и 0—20%  $\text{MeO}$ ; затем понижается сперва медленно, а начиная с 50%, быстрее (рис. 4).

Высокое значение вязкости расплавленной  $\text{SiO}_2$  ( $3 \cdot 10^6$  пз при  $1720^\circ\text{C}$ ) и большая энергия активации (151 ккал/моль) указывают на то, что связи Si—O остаются достаточно прочными и в жидкости. При добавлении  $\text{MeO}$  к  $\text{SiO}_2$  связи Si—O—Si рвутся и заменяются на Si—O—Me.

Появление ненаправленных гетерополярных связей O—Me, энергия которых слабо меняется с расстоянием, разрыхляет трехмерную сетку  $\text{SiO}_2$ , облегчает перемещение частиц и уменьшает энергию активации вязкого течения. Если бы такие разрывы сетки располагались совершенно беспорядочно, то следовало бы ожидать монотонное понижение  $E_\eta$  с ростом концентрации  $\text{MeO}$ . Однако падение  $E_\eta$  резко замедляется при достижении определенного содержания  $\text{MeO}$ . По-видимому, с этого момента «испорченная» беспорядочная трехмерная сетка  $\text{SiO}_2$  разрывается на отдельные куски — комплексные анионы. Распад сетки на отдельные участки происходит у щелочных металлов при вдвое меньшей концентрации, чем у щелочноземельных потому, что последние стремятся сохранить непрерывность связи, образуя мостики между анионами по схеме:



Возможно, что это обусловлено также и большей долей гомеополярных связей двухвалентных металлов с кислородом по сравнению с одновалентными.

Медленный спад величины  $E_\eta$  указывает на малые и постепенные изменения структуры анионов. По Дж. Бокрису с соавторами [61], в интервале составов от 10 (20%) до 50%  $\text{Me}_x\text{O}$  анионы представляют со-

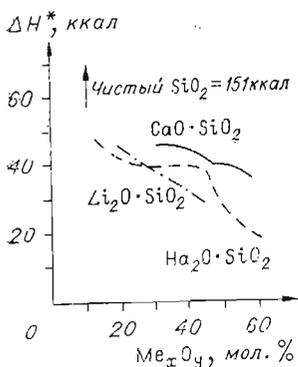


Рис. 4. Зависимость энергии активации вязкого течения от состава силикатов [61].

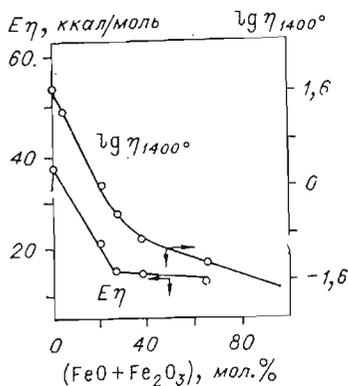


Рис. 5. Зависимость энергии активации и вязкости от состава расплава системы  $\text{Na}_2\text{O} \cdot 3\text{SiO}_2 - \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3$  [24].

бой постепенно уменьшающиеся «комочки» с общей формулой  $(\text{Si}_n\text{OO}_{2n+3})^{6-}$ . Аргументом в пользу такого строения является то, что в этом случае угол между связями в  $\text{Si}-\text{O}-\text{Si}$  составляет  $135^\circ$ , т. е. близок к наблюдаемому в стеклах ( $140^\circ$ ).

Последовательное увеличение содержания окислов металла ведет к уменьшению размера «комочка» до простого трехчленного кольца  $\text{Si}_3\text{O}_9^{6-}$ , что соответствует непрерывному и слабому падению  $E_\eta$ . Анион  $\text{Si}_3\text{O}_9^{6-}$ , на базе которого построены вышеуказанные комплексы, обнаружен в решетках минералов бентонита и волластонита [14].

Начиная с 50%  $\text{Me}_x\text{O}$ , энергия активации падает быстрее, что может быть объяснено появлением значительно меньших единиц течения, а именно простейших анионов  $\text{SiO}_4^{4-}$ , в пользу чего, по мнению Т. Боока [59], говорит почти прямолинейная зависимость вязкости от состава в интервале 50—66%  $\text{Me}_x\text{O}$ .

Таким образом, исследование бинарных силикатных расплавов  $\text{Me}_x\text{O}-\text{SiO}_2$  показывает, что вязкость их определяется главным образом размером и структурой комплексных анионов и отчасти энергией межионного взаимодействия  $\text{M}^{2+}$  и  $\text{O}^{2-}$ .

Систематические исследования влияния различных окислов на вязкость силикатного стекла состава  $\text{SiO}_2-74\%$ ,  $\text{CaO}-10\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O}-16\%$  в широком интервале температур проведены Дингволом и Муром [68]. Авторы приходят к выводу, что влияние одно- и двухвалентных катионов на вязкость изученной системы зависит в основном от их ионного радиуса, который определяет число атомов кислорода, с которыми катион связан в структуре стекла.

Вязкость в системе  $\text{Na}_2\text{O} \cdot 3\text{SiO}_2 - \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3$  [24] снижается при увеличении содержания окислов железа вначале сильно (до 35%  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ), а затем медленнее. Более резкий перелом примерно при том же составе имеет кривая для энергии активации (рис. 5). Это свидетельствует о существенных изменениях в строении расплава при переходе от силикатов натрия к окислам железа. По-видимому, в расплавах, содержащих менее 50%  $\text{SiO}_2$ , единицами течения являются одноатомные ионы. Вероятно, здесь, как и у неассоциированных жидкостей, величина энергии активации определяется в основном энергией  $E_g$  образования «дырок», возникающих при плавлении. Начиная с концентрации  $\text{SiO}_2 > 50\%$ , доминирующая роль в определении вязкости расплава переходит к жестким связям  $\text{Si}-\text{O}-\text{Si}$ . Жидкость становится достаточно сильно ассоциированной, а величина  $E_\eta$  больше  $E_g$  [14].

Еще в большей степени зависимость вязкости силикатных расплавов от состава усложняется в интервале размягчения.

Так, М. П. Воларович и Л. И. Корчемкин [11], исследовавшие вязкость кристаллических эффузивных пород и сплавленных из них стекол в интервале размягчения, установили отсутствие корреляции между химическим составом и вязкостью. Основная горная порода — базальт менее вязкая при высокой температуре, имеет больший температурный коэффициент вязкости и оказывается более вязкой при низких температурах, чем кислая порода — дацит. Величина вязкости непереплавленных горных пород, по мнению указанных авторов, в интервале размягчения обусловлена не валовым химическим составом всей породы, а, вследствие неравномерности их структуры, составом лишь ранее размягчающейся более кислой стекловатой фазы их основной массы и расплава, получающегося в первую очередь при плавлении содержащихся в ней микролитов.

Таким образом, исходя из химического состава и петрографических особенностей горных пород, мы можем только приблизительно судить о величине вязкости их расплавов.

Вязкость магматических расплавов в значительной степени зависит от температуры и содержания летучих компонентов, удерживаемых в расплаве давлением.

Вопросы температурной зависимости и зависимости вязкости расплавов от давления обсуждаются ниже.

Из большого числа летучих компонентов особое значение имеет растворенная в магме вода, присутствие которой значительно понижает вязкость силикатных расплавов. Геологические наблюдения показывают [28], что вещество гранита при интрузиях на глубине проникает в тончайшие трещины, и трудно представить, чтобы такое проникновение могло происходить при значительной вязкости гранитной магмы. Наоборот, при выходе на поверхность, теряя растворенную воду и другие летучие компоненты, гранитовая (риолитовая) магма становится чрезвычайно вязкой и обычно образует куполы, не растекаясь широко по поверхности.

Экспериментальные данные о влиянии растворенной под давлением воды на вязкость магматических расплавов не многочисленны. Так, А. А. Леонтьева [29] показала, что содержание 0,12 вес. % воды снижает вязкость обсидиана в 4—5 раз. Л. И. Корчемкин [23] определял вязкость расплавов горных пород и стекол из системы  $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  методом падающего шарика с противовесом. Пропуская через расплавы водяной пар и углекислый газ, он обнаружил понижение вязкости до 35%. Виккерс [86], заполняя рабочее пространство печи над расплавом натрово-силикатного стекла различными газами ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2$  и  $\text{SO}_2$ ), обнаружил значительное снижение вязкости расплава. При  $1150^\circ\text{C}$  понижение вязкости изменялось в зависимости от атмосферы от 40% в  $\text{CO}_2$  до 55% в  $\text{SO}_2$ .

Эксперименты Сабатье [79] с ретинитом, содержащим 6 вес. %  $\text{H}_2\text{O}$  при давлении 1000 атм, показали, что вязкость расплава значительно уменьшается при повышении давления, при наличии в расплаве гидроксильной группы. Дитцель [67] на основании изучения свойств промышленных стекол и их реакций с водяным паром пришел к выводу, что ионы гидроксила (и даже ионы водорода) значительно снижают вязкость расплава.

Фридман с соавторами [70] изучали вязкость риолитовых стекол в интервале температур  $350-850^\circ\text{C}$  и давлениях водяного пара до 68,9 бар. Содержание воды в стеклах при этом колебалось от 0,1 до 3,0 вес. %. Они использовали методику, по которой скорость сжатия порошка стекла измерялась и сравнивалась со скоростью сжатия порошка стекла с известной вязкостью. Вязкость изменялась в пределах  $\lg \eta = 9,5-14,5$ . Вязкость водонасыщенного расплава пегматита, содержащего 8,8 вес. %  $\text{H}_2\text{O}$ , в узком температурном интервале ( $700-990^\circ\text{C}$ ) и при высоких

## Вязкость водонасыщенного обсидиана [82]

Давление воды, бар	Содержание воды, вес. %	T, °C	$\lg \eta$	Число измерений	Предел
2000	6,2	700	6,51	1	5,90—6,20 5,51—5,61 5,61—5,66 5,18—5,31
		750	6,05	3	
		800	5,57	4	
		800	5,68	3	
		800	5,25	3	
1000	4,3	800	6,51	3	6,48—6,53 6,25—6,27
		850	6,26	2	
		900	5,88	2	
2000	4,3	800	6,45	1	—
		850	6,17	1	

давлениях (4800—7400 бар) исследовал относительным методом Барнхем [64]. Он показал, что в исследованном интервале давлений вязкость расплава пегматита не зависит от давления и при фиксированном содержании воды (8,8 вес. %) изменяется от  $2,8 \cdot 10^4$  пз при  $900^\circ\text{C}$  до  $1,3 \cdot 10^5$  пз при  $800^\circ\text{C}$  и приблизительно равна  $1,3 \cdot 10^6$  пз при  $700^\circ\text{C}$ . Шоу [82] исследовал вязкость водонасыщенных расплавов обсидиана при давлениях воды 1000 и 2000 бар в температурном интервале  $700—900^\circ\text{C}$  с помощью вискозиметра с падающим шариком. Результаты, полученные им, приведены в табл. 2. Влияние давления на вязкость водонасыщенного обсидиана, по данным Шоу, незначительное. Энергии активации и предэкспоненциальные множители, он считает, соответствуют данным, полученным при изучении вязкости силикатов щелочных металлов.

Это позволило применить дискретную ионную теорию силикатных расплавов, предложенную Бокрисом с соавторами [61] для построения обобщенного графика (рис. 6), с помощью которого можно предсказывать вязкость системы решетчатый силикат — вода в широком температурном интервале ( $500—1200^\circ\text{C}$ ) при содержании воды до 10 вес. %.

Однако следует заметить, что аппаратура, которую применил Шоу, была весьма несовершенной в методическом смысле. Это, естественно образом, сказалось на точности измерений, а также снизило ценность экстраполяций, сделанных Шоу и в последующем другими авторами [17, 64, 66]. Шоу определял скорость падения шариков (платиновых или серебряных) диаметром около 0,05—0,08 см в ампуле диаметром 0,25 см и высотой 1 см по времени прохождения ими расстояния около 0,2—0,5 см от момента установления заданных температуры и давления в вискозиметре и до момента закалки. Максимальная неопределенность расчетной величины скорости падения шарика оценена Шоу в  $\pm 15\%$ . Если при этом подсчитать относительные ошибки всех переменных величин, входящих в формулу Стокса — Факсена, которую использует автор для расчета вязкости водонасыщенного обсидиана, то с учетом температурной неопределенности  $\pm 5^\circ\text{C}$  относительная

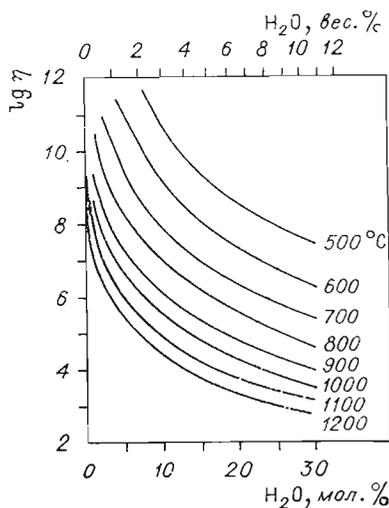


Рис. 6. Обобщенный график зависимости вязкости системы решетчатый силикат — вода от содержания воды при различных температурах (по Шоу [82]).

ошибка при расчете вязкости будет более  $\pm 30\%$ . Чрезвычайно узкий температурный интервал исследований и небольшое количество изменений при фиксированных значениях температуры также снижают ценность этой важной и, по существу, первой работы по исследованию вязкости водонасыщенных расплавов кислых горных пород при высоких температурах и давлениях водяного пара.

Е. Б. Лебедев [18,26] опубликовал в 1971 г. результаты исследования вязкости расплава водонасыщенного гранита в интервале температур 1000—1400°C и давлениях до 3000 атм. К сожалению, методика, примененная им, не опубликована, что не дает возможности проанализировать полученные им данные, которые приведены в табл. 3.

Таблица 3

Вязкость расплава водонасыщенного гранита, по  
Е. Б. Лебедеву [26]

Давление, атм	Содержание воды, вес. %	T, °C	Вязкость, пз
1000	3,6	1000	$2,0 \times 10^5$
	3,3	1200	$4,2 \times 10^4$
	3,5	1400	$5,1 \times 10^3$

Различные данные по вязкости искусственных расплавов горных и природных лав до 1960 г. обобщены в работе А. Н. Заварицкого и В. С. Соболева [15].

Обзор сведений о вязкости искусственных силикатных расплавов и влияние на вязкость различных факторов осуществлен А. А. Кадиком, Н. И. Хитаровым, Е. Б. Лебедевым [17, 18].

Каррон [66], проанализировавший экспериментальные исследования по вязкости расплавов горных пород и искусственных стекол, осуществил интересную попытку связать вязкость силикатных расплавов со структурным состоянием расплава: а) количества ионов-сеткообразователей Si, Al, Fe<sup>3+</sup>+P<sup>5+</sup> и ионов-модификаторов K, Na, Ca, Mg, Fe<sup>2+</sup>, Ti; б) соотношения «немоستيковых» и «мостиковых» кислородов; в) содержания воды в расплаве. Используя уже упомянутую дискретную ионную теорию силикатных расплавов, Каррон установил, что при фиксированном значении температуры связь между структурным параметром и вязкостью имеет следующий вид:

$$\eta = \frac{k}{R^m} \quad (4)$$

где  $k$  и  $m$  — постоянные;  $R$  — структурный параметр ( $R = \frac{100(O - 2T)}{T}$  — процентное содержание разорванных связей, по Каррону);  $O$  — количество кислорода;  $T$  — количество ионов-сеткообразователей. Автор приводит диаграммы зависимости  $\lg \eta$  от  $\lg R$  для различных расплавленных горных пород, которые могут быть использованы для расчетов вязкости некоторых силикатных расплавов, если известны их химический состав, содержание воды и температура с ошибкой примерно в один порядок величины.

В новейшей монографии И. В. Лучицкого [30] также приводится анализ различных данных по вязкости искусственных расплавов горных пород и природных лав. Экспериментальные исследования вязкости природных лав представляют значительные технические трудности. Теоретические же расчеты затруднены тем, что лавы при течении проявляют весь спектр течений жидкостей, именуемых в реологии аномально-вязкими (см. рис. 1).

К такому выводу пришли Шоу с соавторами [83], осуществившие наиболее интересный эксперимент по измерению вязкости реальных лав

в полевых условиях. С помощью специального ротационного вискозиметра ими измерена вязкость толеитовой лавы в кратере Макаупохи вулкана Килауэа. Лава при температуре 1130—1135°C содержала около 25% кристаллов и 2—5% газовых пузырей. Результаты были сравнены с главными реологическими моделями жидкостей, обнаружено хорошее соответствие с моделью Бингама (кривая  $O_1C$  на рис. 1). Предельное напряжение сдвига в лаве при двух различных состояниях соответствовало 1200 и 700 дин/см<sup>2</sup>, соответствующая пластическая вязкость равнялась 6500 и 7500 пз. Бингамовское течение лавы сохранялось до скоростей сдвига, по крайней мере, 1 с<sup>-1</sup>, но при скоростях сдвига порядка 10 с<sup>-1</sup> и более функция течения (уравнение (2)), видимо, уменьшалась. Ошибка измерений вязкости толеитовой лавы с помощью ротационного вискозиметра составляла ~ 10—20%.

На основании полученных результатов был построен график (рис. 7), дающий полуколичественное обобщение возможных пределов кажущейся вязкости толеитовой лавы, на котором сплошная кривая, рассчитанная по уравнению

$$\eta = 1,0 \cdot 10^5 \cdot \left( \frac{26170}{T} \right), \quad (5)$$

представляет ньютоновский режим для гомогенных жидкостей постоянного состава. Эти жидкости термодинамически метастабильны при температурах ниже ликвидуса. Пунктирная кривая также представляет ньютоновский режим, но для твердо-жидких суспензий постоянного общего состава вблизи химического равновесия для каждой температуры. Пунктирная кривая, конечно, совпадает со сплошной кривой при температуре ликвидуса. Возможные пределы кажущейся вязкости, которые являются результатом отклонения режимов течения от ньютоновского, показаны на рис. 7 штриховкой.

Таким образом, из приведенного обзора экспериментальных исследований вязкости расплавов горных пород, близких по составу к природным магматическим расплавам, следует необходимость более совершенных и систематических экспериментальных исследований вязкости расплавов естественных горных пород в присутствии летучих компонентов.

## АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В настоящее время опубликовано значительное количество работ, посвященных влиянию высоких температур и давлений на различные физико-химические свойства веществ и методам исследования при этих параметрах. В значительной степени они обобщены в монографиях П. Бриджмена [8], Д. С. Циклиса [52] и в сборнике под редакцией В. Пола и Д. Варшауэра [48]. Для решения многих петрологических и геохими-

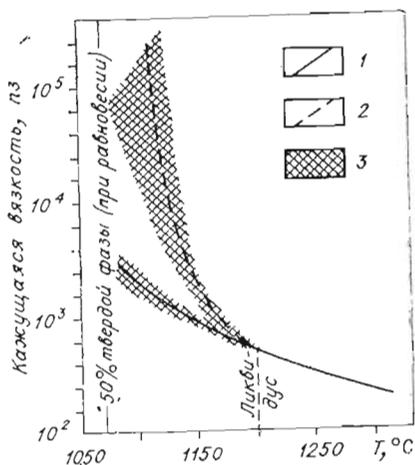


Рис. 7. Температурная зависимость кажущейся вязкости толеитовой лавы [83] (приводится по И. В. Луцицкому [30]).

1 — однородная жидкая фаза постоянного состава; 2 — равновесная суспензия кристалл — жидкость постоянного общего состава; 3 — влияние газовой фазы при различных скоростях сдвига: верхний предел соответствует приблизительно сдвиговой скорости 0,01 с<sup>-1</sup>, нижний — 100 с<sup>-1</sup>.

ческих задач была разработана аппаратура высокого давления, позволяющая вести исследования в среде газов и жидкостей при одновременном сочетании высоких температур ( $1500^{\circ}\text{C}$  и выше) и давлений ( $3 \cdot 10^5$  атм и выше). Такие высокие температуры были достигнуты с помощью аппаратов высокого давления с внутренним нагревом. Подробный обзор методических и конструктивных особенностей подобного рода установок высокого давления осуществлен Е. Б. Лебедевым [18] и Д. С. Циклисом [52].

Давление внутри такого типа аппаратов создается, как правило, нейтральным газом, для чего используются газовые компрессоры на 1000 атм с дожимающим мультипликатором, газовый компрессор системы Л. Ф. Верецагина (до 10000 атм); начинает также использоваться термкомпрессор С. С. Бокши [5].

К сожалению, в литературе отсутствует достаточно полное описание установки, предназначенной непосредственно для исследования вязкости водонасыщенных расплавов горных пород при высоких температурах и давлениях. Авторы уже упомянутых работ [18, 64, 82], исследовавшие вязкость водонасыщенных кислых силикатных расплавов, по-видимому, использовали для этих целей установки, с помощью которых ими исследована растворимость воды в подобных расплавах при высоких температурах и давлениях. Наиболее систематические исследования растворимости воды в силикатных расплавах при высоких термодинамических параметрах осуществлены в нашей стране Е. Б. Лебедевым, Н. И. Хитаровым и А. А. Кадиком [17, 18, 51], И. А. Островским и Г. П. Орловой [33, 34, 35], а за рубежом Горансоном [71], Бархнемом с соавторами [63], Шоу [82], Кеннеди с соавторами [76] и др. Большинство названных авторов применяли так называемую «ампульную» методику, по которой в реакционную камеру вводилось небольшое количество (обычно  $< 1$  г) породы и соответствующее количество воды. Камера герметизировалась и в запечатанном виде помещалась в корпус высокого давления. Давление создавалось нейтральным газом (аргон, азот). Оригинальную установку разработали Е. Б. Лебедев с соавторами, с помощью которой ими исследована растворимость воды в магматических расплавах в широком диапазоне давлений (до  $10^4$  атм), температур (до  $1400^{\circ}\text{C}$ ) и составов (от гранита до базальта). По-видимому, на этой же установке Е. Б. Лебедевым исследована и вязкость водонасыщенного гранитного расплава [18].

Использование нейтрального газа в качестве среды, передающей давление, имеет несомненное преимущество с точки зрения достижения весьма высоких температур, так как открывает широкий простор перед экспериментатором в вопросе выбора материала нагревателя. Однако подобная методика обладает и целым рядом недостатков. Прежде всего, это — значительная техническая сложность и трудоемкость изготовления и обслуживания газовой аппаратуры высокого давления и, что не менее важно, работа с газовыми давлениями требует специально оборудованных помещений и представляет опасность для обслуживающего персонала.

Такая точка зрения обоснована ранее В. А. Киркинским и А. П. Ряпосовым [20], разработавшими в лаборатории пиросинтеза Института геологии и геофизики СО АН СССР установку дифференциально-термического анализа для исследования фазовых превращений при давлениях до 20 кбар и температурах до  $1000^{\circ}\text{C}$  и выше, в которой в качестве среды, передающей давление, используется дистиллированная вода.

Отсутствие наружного охлаждения камеры высокого давления не позволяет производить длительные эксперименты, а применение относительно высокого напряжения питающего нагреватель тока в условиях очень высоких температур и давлений водяного пара затрудняет измерение температур и приводит к замыканию нагревателя, что несколько снижает возможности этой новой установки.

Простой автоклав для исследования процессов фазообразования и синтеза минералов в гидротермальных условиях, в котором в качестве среды, передающей давление, также используется дистиллированная вода, разработали А. А. Штернберг и Е. М. Сабуренков.

Недостатком установки, по нашему мнению, является невозможность проведения длительных опытов при температурах, превышающих  $1000^{\circ}\text{C}$ , а также трудоемкость замены створевшего нагревателя.

В лаборатории метаморфизма и метасоматоза Института геологии и геофизики СО АН СССР нами разработана установка высокого давления, предназначенная для систематических исследований вязкости расплавов горных пород при высоких температурах и давлениях в присутствии летучих компонентов.

Установка состоит из следующих основных узлов (рис. 8):

1. Масляной системы высокого давления, включающей гидравлический насос высокого давления (НГ), капилляры высокого давления, три вентиля высокого давления (до  $5 \cdot 10^3$  атм), три манометра (М).

2. Разделительного устройства (РУ).

3. Радиационного вискозиметра высокого давления (РВ),

4. Системы питания низковольтного нагревателя вискозиметра, включающей стабилизатор напряжения (Ст); автотрансформатор (РН), связанный с командным электропневматическим прибором; силовой трансформатор (Т); универсальный трансформатор тока (ТТ); амперметр (А) и вольтметр (V).

5. Системы контроля температуры в корпусе вискозиметра (П), включающей три стандартные платинородий-платиновые термомпары типа ТПП-2, холодные спаи которых помещены в сосуд Дьюара с тающим льдом и соединены с помощью компенсационных проводов с высокоточным переносным потенциометром.

6. Системы измерения скорости падения шарика, включающей блок фотоумножителя типа УСС-1 (СС), который состоит из сцинтилляционного кристалла NaF, фотоэлектронного умножителя ФЭУ-19М и усилителя, помещенных в цилиндрический кожух (именуется в дальнейшем сцинтилляционный счетчик); высоковольтного выпрямителя (ВВ); пересчетного прибора (ПП); двухкоординатного электронного самописца (С) и блока временной развертки (БВР).

Давление в установке создается комбинированным способом — с помощью масляной системы высокого давления и теплового расширения дистиллированной воды, заливаемой в корпус вискозиметра. Вода и масло разделяются в специальном разделительном устройстве (рис. 9, слева), которое соединено с корпусом вискозиметра капилляром высокого давления. Необходимо отметить, что имеющиеся в литературе описания различного рода разделительных устройств, применяемых при высоких давлениях, весьма сложны [43]. Разработанное нами чрезвычайно простое разделительное устройство состоит из корпуса, способного выдержать давления до 6000 атм, в сквозное отверстие которого (диаметром 3 см) вставлен тефлоновый поршень. Объем под поршнем ( $350 \text{ см}^3$ ) заполняется дистиллированной водой, а пространство над поршнем связано с масляной системой высокого давления. Герметизация корпуса осуществляется по методу затвора с нескомпенсированной площадью. Когда вся вода вытесняется поршнем в вискозиметр, поршень надежно пере-

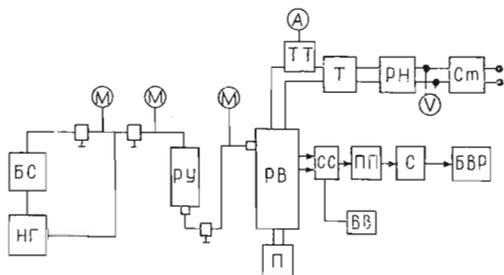


Рис. 8. Блок-схема установки высокого давления для измерения вязкости водонасыщенных расплавов горных пород.

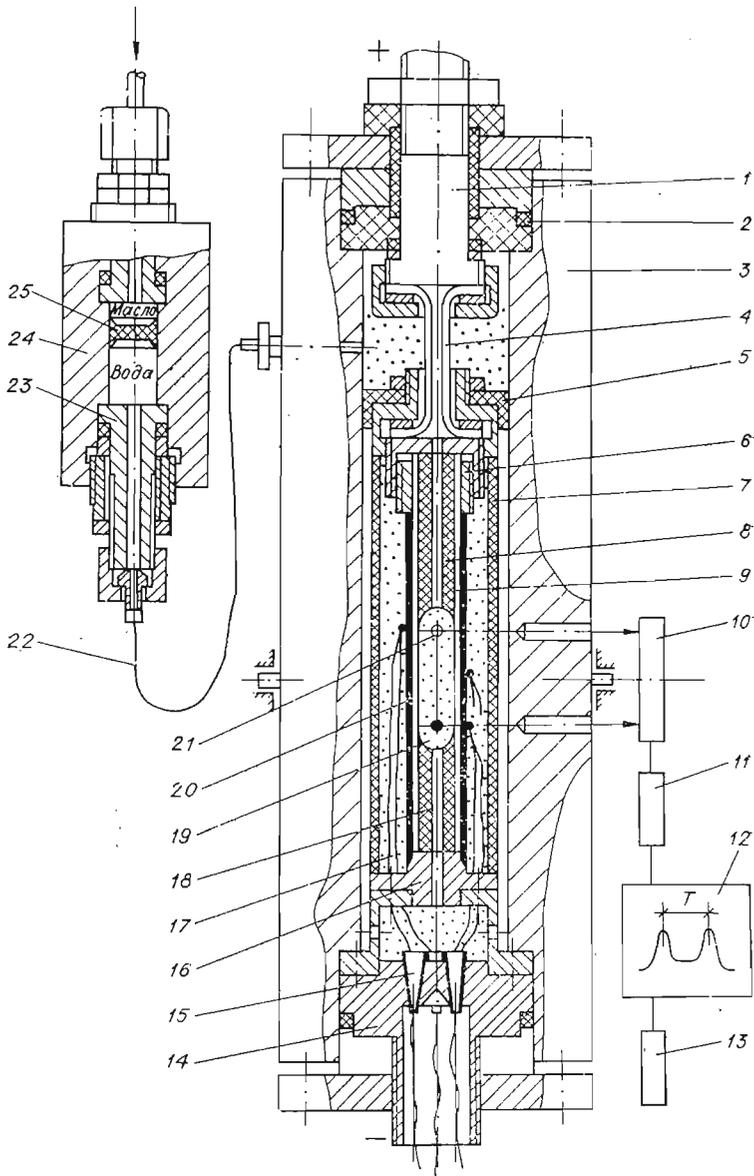


Рис. 9. Схема радиационного вискозиметра высокого давления.  
 1 — электроввод; 2 — уплотнение; 3 — корпус; 4 — гибкий провод; 5 — кольцо центрирующее; 6 — фланец; 7 — трубка корундовая; 8, 18 — теплоизоляционные заглушки; 9 — трубка алундовая; 10 — сцинтилляционный счетчик; 11 — пересчетный прибор; 12 — самописец; 13 — блок временной развертки; 14 — затвор; 15 — конусный термомпар; 16 — фланец; 17 — термомпары; 19 — ампула реакционная; 20 — нагреватель; 21 — шарик; 22 — капилляр; 23 — затвор; 24 — корпус разделительного устройства; 25 — поршень тефлоновый.

крывает отверстие в затворе, что фиксируется по разнице в показаниях двух манометров, один из которых установлен в масляной линии, а второй — между разделительным устройством и вискозиметром.

Погрешность измерения давления в системе не превышает  $\pm 1\%$  от измеряемой величины.

Нагрев в радиационном вискозиметре осуществлялся с помощью разработанного нами низкоомного нагревателя [38]. В результате проведенных исследований установлено, что применение высокоомных нагревателей (с сопротивлением  $\geq 5$  Ом) в установках высокого давления, в ко-

торых дистиллированная вода используется в качестве среды, передающей давление, нерационально. Это связано в первую очередь с тем, что при высоких температурах и давлениях электрическое сопротивление дистиллированной воды падает на много порядков [69], что неизбежно приводит к различного рода утечкам тока, электрическим наводкам и пробоям. Элементарный расчет, впрочем, подтвержденный экспериментальными данными, показывает, что для достижения  $1000^{\circ}\text{C}$  при давлениях водяного пара 2000 атм в условиях хорошей теплоизоляции нагревателя от корпуса аппарата высокого давления необходимо затратить мощность не менее 3 кВт при объеме исследуемого вещества порядка 2—4 см<sup>3</sup>. При сопротивлении нагревателя 5 Ом напряжение будет соответственно ~120 В. При таком напряжении на нагревателе борются с указанными выше явлениями весьма сложно.

Прежде чем приступить к описанию собственно радиационного вискозиметра, нам представляется целесообразным рассмотреть некоторые теоретические аспекты метода падающего шарика, примененного в настоящей работе для исследования вязкости водонасыщенных горных пород.

Экспериментальные методы измерения вязкости жидкостей весьма многообразны и могут быть разделены на стационарные и нестационарные. К первым относятся методы, основанные на изучении следующих явлений:

1) стационарных течений жидкостей (капиллярные вискозиметры различного типа);

2) стационарного обтекания тел жидкостями и равным образом стационарного движения тел в жидкости (вискозиметры падающего тела, ротационные приборы).

Нестационарные методы основаны на изучении:

1) нестационарного и волнового движения жидкостей (вискозиметры, основанные на колебаниях жидкости в U-образной трубке; приборы, основанные на измерении скорости и поглощения ультразвуковых волн);

2) нестационарного и волнового движения твердых тел в жидкости (колебательные или вибрационные вискозиметры).

Методы измерения вязкости жидкостей изложены в монографиях Р. Барра [3] и Э. Гатчека [13]. В значительной степени они систематизированы в работах М. П. Воларовича [9, 10, 11, 12], В. Эйтеля [55]. Ротационным приборам посвящена монография И. М. Белкина, Г. В. Виноградова и А. И. Леонова [4]. Теория вибрационного метода измерения вязкости и описание различных вибрационных приборов изложены в работах А. Н. Соловьева и А. Б. Каплуна [45], а также В. Н. Крутина [25]. В обзорной работе Л. П. Степанова и Н. А. Чеснокова [47], посвященной состоянию техники измерения вязкости и теоретическим вопросам вязкости жидкостей, по неполным библиографическим данным приводится 751 статья, 410 статей при этом посвящены методам измерения вязкости и различным конструкциям вискозиметров.

Вязкость расплавов горных пород и искусственных силикатных систем при высоких температурах и атмосферном давлении исследовалась главным образом с помощью ротационных приборов, в значительно меньшей степени — с помощью капиллярных вискозиметров и вискозиметров с падающим шариком.

Метод падающего шарика, примененный в настоящей работе, является в теоретическом отношении наиболее совершенным из стационарных методов.

Этим методом с высокой степенью точности определялась вязкость прозрачных и непрозрачных, ньютоновских и неньютоновских жидкостей [2, 21, 58, 74], вязкость агрессивных жидкостей [21], вязкость жидкостей при высоких температурах и давлениях [16, 73].

Известная формула Стокса [3], полученная для стационарного движения шарика в неограниченной вязкой среде, при пренебрежении не-

-линейными членами в уравнении гидродинамики имеет следующий вид:

$$\eta = \frac{2r^2(\rho_2 - \rho_1)g}{9v}. \quad (6)$$

где  $v$  — скорость равномерного падения шарика радиусом  $r$  см;  $\rho_2$  и  $\rho_1$  — плотности шарика и жидкости;  $g$  — ускорение силы тяжести.

В выводе этого уравнения предполагаются следующие условия:

1) скорость настолько мала, что ее квадратом и высшими степенями можно пренебречь; 2) жидкая среда бесконечна; 3) скольжение между жидкостью и поверхностью шара отсутствует; 4) жидкость однородна; 5) шарик недеформирующийся; 6) скорость движения равномерна.

Что касается первого условия, то Релеем [3] был введен соответствующий критерий из сравнения быстроты уменьшения членов, отставленных и отброшенных в выводе Стокса. По Релею, скорость достаточно мала, когда

$$R = \frac{r\rho_2 v}{\eta} < 1. \quad (7)$$

Арнольд [3] в процессе своего исчерпывающего экспериментального исследования ввел понятие «критического радиуса», который он определял выражением

$$r_c = \frac{\eta}{\rho_2 v}. \quad (8)$$

Таким образом, условие, при котором можно пренебречь нелинейными членами, следующее:

$$r \ll r_c.$$

Однако экспериментальные исследования показали, что достаточно соблюдения менее жесткого условия

$$r \leq 0,6r_c. \quad (9)$$

Второе условие, предполагаемое при выводе уравнения [6], очевидно, не может быть выполнено в реальном эксперименте. Для цилиндрического сосуда учет краевых эффектов получен теоретически Ладенбургом, исходящим из уравнения Стокса, и Факсенем, который вывел свою формулу, исходя из системы уравнений Осеена [3]. Бекон [60] в результате экспериментов, специально проведенных с целью проверки лучшего соответствия с экспериментальными данными различных поправок к формуле Стокса, установил, что для цилиндров небольших размеров ( $0,02 < d/D < < 0,32$  (10), где  $d$  — диаметр шарика,  $D$  — диаметр цилиндра) с погрешностью  $\sim 1,5\%$  может быть применена формула Осеена — Факсена. Вывод Бекона подтвердили в дальнейшем Чартис и Спинер [81]. Видоизмененная Кинджери [19] формула Осеена — Факсена записывается таким образом:

$$\eta = \frac{2gr^2(\rho_2 - \rho_1)}{9v \left(1 + 3,3 \frac{r}{h}\right)} \left[1 - 2,104 \frac{d}{D} + 2,09 \left(\frac{d}{D}\right)^3 - 0,95 \left(\frac{d}{D}\right)^5\right], \quad (11)$$

где  $h$  — высота цилиндра с жидкостью; остальные обозначения указаны выше.

Формула (11) выведена на основании предположения о том, что действительно каждое из следующих выражений:

$$\text{Re}^2, \text{Re} \left(\frac{d}{D}\right)^2, \left(\frac{d}{D}\right)^6, \frac{\text{Re} D}{d} \ll 1, \quad (12)$$

где  $\text{Re} = \frac{vd\rho}{\eta}$  — число Рейнольдса.

Что касается условий (12), то они подробно освещены в монографии Барра [3].

Несмотря на теоретическую строгость метода падающего шарика, использование его связано со значительными трудностями главным образом методического характера, а именно: необходимостью применения относительно больших количеств жидкости, необходимостью точного изготовления шариков весьма малого диаметра и необходимостью наблюдения за движением шарика в непрозрачной жидкости.

Однако применение какого-либо метода для исследования вязкости сильноагрессивных, высоковязких расплавов горных пород при высоких температурах и давлениях в присутствии летучих компонентов связано со значительно большими трудностями. Этот вывод подтверждается и тем, что в литературе отсутствует описание конструкции вискозиметра, пригодного для абсолютных измерений вязкости указанных систем и основанного на каком-либо другом из известных методов измерения вязкости жидкостей. Указанные же трудности, связанные с использованием метода падающего шарика, могут быть разрешены, что и сделано в настоящей работе.

В разработанном радиационном вискозиметре все геометрические и кинематические характеристики соответствуют требованиям, предъявляемым теорией метода падающего шарика, а именно:

$$1) \text{ Число Рейнольдса } Re_{\max} = \frac{v_{\max} \cdot d\rho}{\eta_{\min}} = 2 \cdot 10^{-4}, \text{ естественно, } (Re)^2 \ll 1;$$

$$2) Re \left( \frac{d}{D} \right)^2 = 6 \cdot 10^{-5} \ll 1;$$

$$3) \left( \frac{d}{D} \right)^6 = 7,3 \cdot 10^{-4} \ll 1;$$

$$4) \frac{Re \cdot D}{d} = 7 \cdot 10^{-4} \ll 1 \quad (d=0,21 \text{ см—диаметр шарика, } D=0,7 \text{ см—}$$

внутренний диаметр ампулы с расплавом;  $v_{\max}=2 \cdot 10^{-1}$  см/с — максимальная скорость падения шарика в расплаве водонасыщенного гранита при 1200°C и 2000 атм;  $\eta_{\min}=500$  пз — соответственно вязкость расплава при указанных параметрах;  $\rho=2,25$  г/см<sup>3</sup> — плотность расплава водонасыщенного гранита).

Конструкция разработанного нами вискозиметра [37] схематически приведена на рис. 9. Корпусом вискозиметра служит бомба высокого давления (до  $5 \cdot 10^3$  атм), разработанная по типу бомбы И. А. Островского [35]. Существенно большие размеры бомбы (диаметр внутреннего сквозного отверстия 3 см, длина 50 см) позволяют помещать в безградиентную зону низкоомного нагревателя значительное количество исследуемого вещества (более 10 г породы). Корпус вискозиметра имеет на наружной поверхности две независимые спирали водяного охлаждения, может вращаться вокруг горизонтальной оси и связан с разделительным устройством гибким капилляром высокого давления. Реакционная ампула устанавливается внутри нагревателя в безградиентной зоне с помощью двух алундовых теплоизолирующих заглушек. Пространство между нагревателем и теплоизолирующей корундовой трубкой плотно набивается порошком окиси алюминия. Нагреватель крепится с одной стороны к охлаждаемому водой затвору, а с другой — с помощью гибкого медного провода к охлаждаемому также водой электровводу и центрируется в корпусе вискозиметра с помощью тефлонового кольца.

С целью уменьшения конвекционных потоков все свободное пространство в корпусе вискозиметра заполняется диспергированной окисью алюминия (шарики диаметром 0,1—0,2 см), и только после этого в корпус заливается дистиллированная вода. Указанная процедура длится обычно 2—3 ч, с тем чтобы в корпусе не осталось пузырьков воздуха. Герметизация корпуса вискозиметра осуществляется по методу затворов с нескомпенсированной площадью. В качестве материала уплотняющих колец служит фторопласт-4 (тефлон).

Три стандартные платинородий-платиновые термопары типа ТПП-2 пропускаются сплошным проводом через текстолитовые уплотняющие конуски. Наружные поверхности конусков, а также отверстия в них, равные диаметру проволок термопар (0,5 мм), покрываются эпоксидным компаундом ЭД-5. Подготовленные таким образом конуски с пропущенными через них проволоками термопар запрессовываются в соответствующие конусные гнезда затвора.

Необходимо отметить, что проблема ввода термопар в сжимаемый объем является чрезвычайно важной в экспериментах при высоких температурах и давлениях, так как методы ее решения самым непосредственным образом связаны с точностью измерения температур. Наиболее надежная методика, используемая при высоких гидростатических давлениях, когда в качестве среды, передающей давление, берутся различного рода масла, заключается в следующем. Проволока пропускается через отверстие в стальной конуске и припаивается серебряным припоем. Наружная поверхность конусков покрывается суспензией окиси железа в цапонлаке [1] или дополнительно обматывается шелковой нитью и запрессовывается в гнездо затвора. Однако в условиях высоких температур и давлений водяного пара такая методика себя не оправдала. Эксперименты показали, что электрическое сопротивление изоляции конуска значительно изменялось в процессе эксперимента (от  $10^{10}$  Ом до сотен Ом), что соответствующим образом сказывалось на показаниях термопар. Использование текстолитовых конусков в сочетании с охлаждением затвора позволило поддержать постоянное сопротивление электроизоляции конусков (порядка  $10^5$  Ом) и совершенно избавиться от электрических наводок на термопары.

В описываемом вискозиметре шарик 21 диаметром 0,21 см начинен радиоактивным изотопом  $\text{Co}^{60}$  активностью 70 мКи. Скорость его падения определяется по времени прохождения шариком определенного расстояния (3 см) между двумя коллиматорами, в качестве которых служат несквозные отверстия в корпусе вискозиметра. Время падения шарика фиксируется на диаграммной бумаге двукоординатного электронного самописца, на одну из координат которого подается временная развертка, а на другую — сигнал с пересчетного прибора, связанного с блоком сцинтилляционного счетчика. В результате записывается кривая, подобная приведенной на рис. 9, где  $t$  — время прохождения шариком расстояния между коллиматорами. При фиксированных значениях температуры и давления осуществляется, как правило, еще два измерения времени падения шарика, что достигается с помощью поворота корпуса на  $180^\circ$ , и по средней величине рассчитывается скорость падения шарика за цикл. Абсолютная вязкость рассчитывалась по выше приведенному уравнению Осена — Факсена (11).

В работах [32, 58] указывалось на возможность применения в вискозиметрах шариков с источником  $\gamma$ -излучения. К сожалению, авторы упомянутых работ не приводят никаких оценок необходимой в таких случаях активности источника. В связи с этим был проведен соответствующий расчет необходимой активности источника с учетом реальной геометрии и размеров уже существовавшей бомбы высокого давления [27, 49].

Полученная в результате расчета величина потока  $\gamma$ -квантов на детекторе, дающая порядок истинной величины потока, подтвердила возможность применения слабоактивных источников ( $<100$  мКи) в условиях реальной геометрии эксперимента.

Платиновые шарики диаметром 2,1 мм, начиненные нерадиоактивным кобальтом, после облучения в ядерном реакторе имели активность 70 мКи. Экспериментальная проверка полностью подтвердила расчетные оценки.

В реальном эксперименте невозможно выделить строго параллельный пучок  $\gamma$ -квантов, невозможно добиться, чтобы регистрирующая аппаратура выделяла первичное излучение по энергии с разрешением в естест-

венную ширину первичного кванта. В условиях настоящего эксперимента абсолютное число и энергетический спектр  $\gamma$ -квантов, регистрируемых сцинтиляционным счетчиком, не входят непосредственно в число измеряемых параметров, в связи с чем не применялись дифференциальные дискриминаторы [56] и не осуществлялась более жесткая коллимация пучка  $\gamma$ -квантов. Для определения истинного расстояния между коллиматорами был проведен специальный эксперимент. Платиновый шарик с источником с помощью высокоточного глубиномера (цена деления 0,01 мм) перемещался по центральной оси внутри нагревателя. На уровнях коллимационных отверстий в корпусе вискозиметра шарик последовательно фиксировался с шагом 0,5 мм.

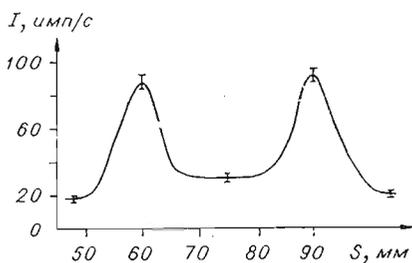


Рис. 10. Градуировочная кривая вискозиметра.

Определялось число импульсов, зарегистрированных пересчетным прибором за 100 с. В каждом фиксированном положении производилось 10 подобных измерений, и в координатах количество импульсов в секунду — расстояние строилась градуировочная кривая (рис. 10). Относительная ошибка в определении истинного расстояния между коллиматорами составила  $\pm 3\%$ .

Для расчета абсолютной вязкости при фиксированных значениях температуры и давления приведенное выше уравнение Осена — Факсена (11) переписывалось в следующем виде:

$$\eta = C_{\Pi}(\rho_2 - \rho_1)t, \quad (13)$$

где  $t$  — время падения шариком расстояния между коллиматорами;

$$C_{\Pi} = \frac{2gr^2}{9S\left(1 + 3,3\frac{r}{h}\right)} \left[ 1 - 2,104\frac{d}{D} + 2,09\left(\frac{d}{D}\right)^3 - 0,95\left(\frac{d}{D}\right)^5 \right], \quad (14)$$

где  $C_{\Pi}$  — постоянная прибора, а  $S$  — расстояние между коллиматорами. Остальные обозначения в уравнениях (13) и (14) те же, что и в основном уравнении (11).

Тщательный учет ошибок измерения переменных величин, входящих в выражение (14), дает величину относительной ошибки 4,8% (табл. 4). Указанная расчетная ошибка была проверена экспериментально. На радиационном вискозиметре была измерена вязкость полиметилсилоксеновой жидкости ПМС-1000. В интервале температур 20—150° С и давлений до 10 000 атм она была ранее измерена с высокой точностью (отн. ошибка 2,5—5%) на вискозиметре высокого давления во ВНИИ ФТ РИ [43]. В том же температурном интервале и давлениях до 2000 атм среднеквадратичная ошибка измерения вязкости указанной жидкости на радиационном вискозиметре при расчете вязкости по уравнению (13) составила 7,5%. В эту величину, естественно, вошли относительные ошибки: измерения плотности шарика (0,2%), плотности жидкости (0,2%), времени падения шарика (1%) и относительная

Таблица 4

Точность измерения переменных величин, входящих в уравнение (13)

Переменная	Отн. ошибка, %	Сумма ошибок в уравнении (14), %
Радиус шарика $r$ . . . . .	0,2	0,6
Диаметр ампулы . . . . .	1,0	1,0
Высота столба жидкости $h$ . . . . .	0,2	0,2
Расстояние $S$ , пройденное шариком . . . . .	3	3
Итого . . . . .	—	4,8

ошибка из-за температурной неопределенности ( $\pm 1^\circ\text{C}$ ), равная  $\sim 1\%$ .

Таким образом, точность измерения вязкости жидкостей (с известной плотностью) на радиационном вискозиметре оценивается относительной ошибкой  $\pm 7,5\%$ . Однако при измерениях вязкости водонасыщенных расплавов горных пород эта ошибка увеличивается и может достигать до  $\pm 15\%$ . Это объясняется значительно большей температурной неопределенностью ( $\pm 3\text{—}5^\circ\text{C}$ ) при высокотемпературных измерениях в условиях высокого давления водяного пара, а также неопределенностью в значениях плотности расплава. Как уже упоминалось, для контроля температуры применялись стандартные платинородий-платиновые термопары типа ТПП-2, которые дополнительно калибровались при атмосферном давлении с высокой точностью. Ошибка указанной калибровки не превышала  $\pm 0,5^\circ\text{C}$ . Чтобы оценить возможный градиент температуры между расплавом в реакционной ампуле и наружной поверхностью алундовой трубки, был проведен специальный эксперимент во всем исследованном интервале температур ( $800\text{—}1200^\circ\text{C}$ ) и давлений (до 2000 атм). Одна из трех термопар вводилась непосредственно в расплав, а горячие спаи двух оставшихся плотно прижимались к алундовой трубке. В пределах ошибки измерения температуры ( $3\text{—}5^\circ\text{C}$ ) при высоких температурах и давлениях градиент обнаружен не был. Указанная величина ошибки оценена частично в результате вышеописанного эксперимента, когда центральная термопара в отдельных случаях показывала температуру на  $2\text{—}3^\circ\text{C}$  больше температуры внешних термопар, а также в дополнительном эксперименте. Горячие спаи двух термопар были прижаты к алундовой трубке на одном уровне и на расстоянии друг от друга в 3 мм. И в этом случае разброс в показаниях термопар в среднем составлял величину  $2\text{—}4^\circ\text{C}$ . По-видимому, это связано с конвекцией внутри реакционного объема при высоких температурах и давлениях воды. С учетом инструментальной ошибки  $\pm 0,5^\circ\text{C}$  и ошибки калибровки термопар при атмосферном давлении  $\pm 0,5^\circ\text{C}$  и приводится ошибка в измерении температуры расплава, равная  $\pm 3\text{—}5^\circ\text{C}$ . Указанная ошибка в измерении температуры подтверждается и характером воспроизводимости результатов измерения вязкости расплава.

Ввиду того, что в настоящее время отсутствуют данные по экспериментальному определению плотности расплавов гранитного состава как в сухих системах, так и в системах с летучими, пикнометрическим методом [31] с относительной ошибкой  $\leq 0,5\%$  нами была измерена плотность водно-гранитных стекол, полученных при изобарической закалке. Далее, на основании работы Г. П. Орловой [33], ранее измерившей плотности водно-альбитовых стекол, полученных при изобарической закалке водонасыщенного альбитового расплава, и новейшей работы Барнхем и Дэвиса [65], определивших удельные объемы системы альбит — вода при высоких температурах (до  $1000^\circ\text{C}$ ), давлениях до 10 кбар и содержании воды до 11 вес.%, был выведен коэффициент корреляции (при соответствующих значениях термодинамических параметров) между плотностью закаленного стекла и плотностью расплава. Полученные таким образом значения плотности расплава водонасыщенного гранита подставлялись в расчетное уравнение (13) для определения абсолютной вязкости расплава.

Относительная ошибка, вносимая в расчетную величину вязкости водонасыщенного гранита при применении описанной экстраполяции, по нашему мнению, невелика ( $\pm 3\%$ ).

В качестве образца, используемого в экспериментах, был применен лейкократовый биотитовый гранит Барлакского массива Новосибирской области (глубина взятия керна 60 м). Как макроскопически, так и в шлифе (рис. 11) под микроскопом порода имеет свежий вид. Главные минералы: плагиоклаз —  $20\text{—}25\%$ , калиевый полевой шпат —  $40\text{—}45\%$ , кварц —  $30\text{—}35\%$ , биотит —  $1\text{—}2\%$ ; аксессуарные — циркон, апатит;

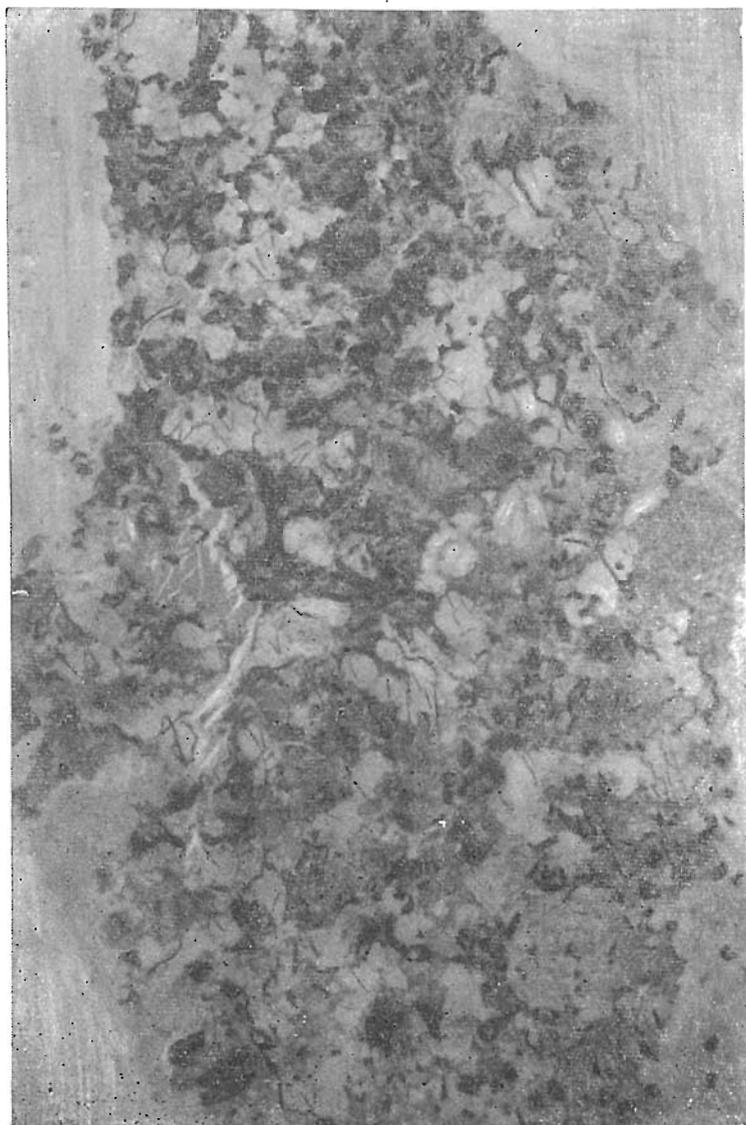


Рис. 11. Общий вид исходного гранита. Ув. 50.

вторичные — альбит, хлорит, гидроокислы железа, серицит. Структура гипидиоморфно-зернистая, биотит отчетливо идиоморфен по отношению к остальным минералам, резко плеохроирует от светло-желтого по *Np* до темно-коричневого по *Ng*. Частично замещен гидроокислами железа, образует включения в полевых шпатах и кварце. Плагиоклаз — слабозональный олигоклаз — образует таблитчатые кристаллы, идиоморфные по отношению к кварцу и калиевому полевому шпату, часто встречается в виде включений в последнем. Калиевый полевой шпат пелитизирован, образует крупные кристаллы, ксеноморфные по отношению ко всем остальным минералам. Кварц представлен ксеноморфными неправильными зернами, занимающими промежутки между остальными компонентами. Отдельные зерна дроблены. Погасание нормальное. В отдельных его индивидах отмечаются игловидные кристаллы апатита.

Химический состав (табл. 5) барлакского гранита весьма близок среднему составу гранитов, по Дэли [46].

## Химические составы образцов кислых горных пород, вес. %

Оксид	Барлакский гранит	Гранит (средний), по Дели [46]	Обсидиан [82]	Пегматит [63]	Эльджуртинский гранит [51]
SiO <sub>2</sub>	71,64	70,18	76,6	73,79	72,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,3	14,47	12,8	15,11	14,11
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,39	0,09	0,05	0,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,51	1,57	0,61	0,26	0,57
FeO	0,47	1,78	0,54	0,16	1,53
MnO	0,02	0,12	—	0,05	0,04
MgO	0,17	0,88	0,06	0,07	0,65
Li <sub>2</sub> O	0,02	—	—	0,01	—
CaO	1,65	1,99	0,27	0,97	1,72
Na <sub>2</sub> O	3,7	3,48	4,2	4,71	3,17
K <sub>2</sub> O	4,02	4,11	4,6	4,02	4,37
CO <sub>2</sub>	—	—	0,05	0,02	0,02
F	—	—	—	0,01	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,19	—	0,01	0,11
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	—	—	—	—
П. п. п.	2,07	0,84	0,56	0,46	0,57
Сумма . . . .	99,95	—	100,4	99,7	99,88

В табл. 5 для сравнения приведены химические анализы образцов, примененных Шоу [82], Барнхемом [63], Е. Б. Лебедевым [51] при исследовании растворимости воды в кислых расплавах и их вязкости.

Методика же измерения вязкости с помощью достаточно подробно описанного вискозиметра (см. рис. 9) сводилась к следующему. Порошок исходного гранита, измельченный до размера частиц 50 мк, прокаливался в силикатной печи при 1000°C до постоянного веса. Далее порошок растирался в агатовой ступке и плотно набивался в алундовую пробирку с внутренним диаметром 7 мм и высотой 10 см. Пробирка закрывалась проницаемой для воды платиновой крышкой и помещалась в безградиентную зону в корпусе вискозиметра. При 800°C и давлении воды 500 атм осуществлялся предварительный цикл насыщения в течение 20 ч и далее производилась изобарическая закалка с чрезвычайно большой скоростью (600—700 град/мин).

Естественно, что время установления равновесия в предварительном цикле насыщения зависит от количества исходно взятого порошка породы, а также от размера фракций. И. А. Островский и Г. П. Орлова [33] рекомендуют при исследованиях растворимости воды в силикатных расплавах применять «ампульную» методику, используя малые навески порошка породы (0,2 г) с достаточно большими размерами частиц (0,25—1 мм). Такой методический прием, по их мнению, позволяет в значительной степени избавиться от микроскопических газово-жидких включений («пузырьков»), сохраняющихся в продуктах закалки вследствие медленного выделения механически захваченной воды массой плавящегося силиката.

Однако при исследовании вязкости водонасыщенных силикатных расплавов необходимо значительное количество вещества (~5 г.) В связи с этим мы отказались от применения «ампульной» методики, имеющей, кроме того, такой существенный недостаток. При исследовании равновесной растворимости воды в системе силикатный расплав—надкритическая вода водород, образующийся в результате термической диссоциации воды, уходит из ампулы, тем самым затрудняя интерпретацию результатов исследования. В этом случае приходится добавлять водород к газу (аргон, азот), передающему давление в такого рода установках [72], что значительно усложняет эксперимент.

Что касается степени измельчения образца породы, то нам не удалось получить образцы водонасыщенного гранитного стекла без «пузырей» при размере частиц 0,5—1 мм, несмотря на продолжительность некоторых экспериментов ( $>45$  ч). Как правило, в образцах содержалось значительное количество пузырей (до 20% по объему). Гомогенное гранитное стекло, практически не содержащее газовой-жидких включений, получалось при насыщении порошка гранита с размером частиц 0,05 мм во всем исследованном диапазоне температур (до  $1200^{\circ}\text{C}$ ) и давлений (до 2000 атм).

Далее столбик водно-гранитного стекла, полученный в процессе насыщения гранита водой при соответствующих термодинамических параметрах ( $T$  и  $P$ ), вновь помещался в алуновую ампулу (рис. 12) высотой 5 см, на сферическое дно которой предварительно опускался платиновый шарик, начиненный радиоактивным изотопом  $\text{Co}^{60}$ . Ампула прикрывалась алуновой сферической крышечкой, а затем закрывалась проницаемой для воды платиновой крышечкой. Подготовленная таким образом реакционная ампула с гранитным стеклом устанавливалась в безградиентной зоне нагревателя внутри тонкостенной алуновой трубки. Далее корпус вискозиметра герметизировался и по достижении необходимой температуры при постоянном давлении и соответствующей выдержке поворачивался на  $180^{\circ}$ ; производилось первое измерение времени падения шарика. При фиксированных значениях температуры и давления, как правило, осуществлялось три измерения времени падения шарика и по среднему значению рассчитывалась вязкость расплава. Подобная процедура повторялась во всем температурном интервале ( $800\text{—}1200^{\circ}\text{C}$ ) при постоянном давлении. Время выдержки после каждого повышения или понижения температуры определялось в соответствии с полученной кинетикой установления равновесия в системе гранитный расплав — вода при изменении термодинамических параметров [40]. При фиксированном значении давления осуществлялось не менее двух циклов измерения вязкости расплава водонасыщенного гранита.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты исследования вязкости водонасыщенного расплава барлакского гранита (общее число измерений — около 90) в широком интервале температур и давлений приведены в табл. 6. Воспроизводимость

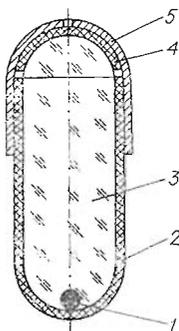


Рис. 12. Схема реакционной ампулы вискозиметра. 1 — платиновый шарик с источником  $\text{Co}^{60}$ ; 2 — алуновая пробирка; 3 — водонасыщенное гранитное стекло; 4 — алуновая крышечка; 5 — платиновая крышка.

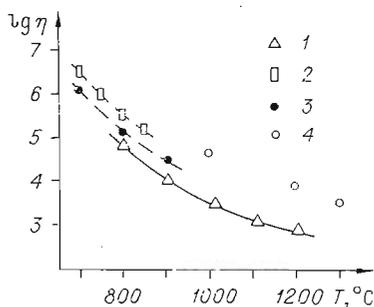


Рис. 13. Вязкость водонасыщенных расплавов кислых горных пород.

1 — данные автора ( $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2000$  атм); 2 — Шоу [32] ( $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2000$  бар); 3 — Баркхем [64] ( $P_{\text{H}_2\text{O}} = 4800 - 7400$  бар); 4 — Лебедева [26] ( $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2000$  бар).

Т а б л и ц а 6

Экспериментальные результаты по вязкости системы гранитный расплав — вода

Давление, атм	T, °C	Логарифм вязкости	Число циклов измерения	Число измерений за цикл
500	800	(6,42)	2	—
	900	5,6		2
	1000	4,90		3
	1100	4,35		3
	1200	3,87		3
1000	800	5,62	2	2
	900	4,85		2
	1000	4,25		3
	1100	3,73		3
	1200	3,28		2
2000	800	4,81	3	3
	900	4,12		3
	1000	3,55		3
	1100	3,11		3
	1200	2,70		3

Примечание. Цифра в скобке получена экстраполяцией.

Некоторые сравнительные оценки результатов, полученных различными исследователями, приводятся ниже. На рис. 13 даются изобары вязкости, полученные Шоу для водонасыщенного обсидиана [82], Барнхемом — для водонасыщенного пегматита [64] и Е. Б. Лебедевым — для водонасыщенного гранита [26] в сравнении с изобарой для водонасыщенного гранита из нашей работы [39]. Анализ приведенных на рис. 13 данных показывает, что при сопоставимых термодинамических параметрах вязкость водонасыщенного расплава барлаковского гранита примерно на порядок величины меньше вязкости водонасыщенного обсидиана [82] и вязкости расплава водонасыщенного эльджуртинского гранита [26]. В связи с этим фактом необходимо отметить следующее.

Во-первых, преимущества описанной методики измерения вязкости с помощью радиационного вискозиметра с точки зрения точности отдельного измерения, а также возможности многократных измерений несомненны. Во-вторых, давление в радиационном вискозиметре создавалось дистиллированной водой в отличие от методики американских исследователей, где образец насыщался водой в запаянных ампулах, а давление создавалось нейтральным газом. В-третьих, указывается различие в химических составах кислых расплавов горных пород по сравнению с американскими авторами (см. табл. 5). В водонасыщенном обсидиане содержание  $\text{SiO}_2$  на 5 вес. % , а в пегматите на 3 вес. % больше, чем в исследованном нами барлаковском граните. В то же время содержание окислов железа, наоборот, на 2 вес. % больше в барлаковском граните. Исследования М. П. Воляровича и А. А. Леоптьевой [10, 28] «сухих» силикатных расплавов показали, что в области ликвидуса увеличение содержания кремнекислоты в расплаве на 5 вес. % может увеличить вязкость его вдвое, тогда как увеличение содержания окислов железа снижает вязкость силикатных расплавов. В свете выше сказанного расхождение наших данных по вязкости водонасыщенного гранита с данными Шоу для обсидиана и Барнхема для пегматита становится понятным.

Указанное замечание, естественно, не относится к результатам, полученным Е. Б. Лебедевым для расплава водонасыщенного эльджуртинского гранита, по химическому составу весьма близкого к исследованному нами расплаву гранита. Расхождения в этом случае (см. рис. 13) весьма

результатов при фиксированных значениях температуры и давления, как в отдельном цикле измерений, так и от цикла к циклу находилась в пределах выше указанной ошибки измерения вязкости системы на радиационном вискозиметре [39].

Ранее уже было отмечено, что сравнительный анализ результатов исследований вязкости кислых магматических расплавов при высоких давлениях водного пара затруднителен ввиду отсутствия в литературе достаточно полной информации о методических особенностях проведения подобного рода экспериментов и недостаточного количества последних.

Некоторые сравнительные

оценки результатов, полученных различными исследователями, приводятся ниже. На рис. 13 даются изобары вязкости, полученные Шоу для водонасыщенного обсидиана [82], Барнхемом — для водонасыщенного пегматита [64] и Е. Б. Лебедевым — для водонасыщенного гранита [26] в сравнении с изобарой для водонасыщенного гранита из нашей работы [39]. Анализ приведенных на рис. 13 данных показывает, что при сопоставимых термодинамических параметрах вязкость водонасыщенного расплава барлаковского гранита примерно на порядок величины меньше вязкости водонасыщенного обсидиана [82] и вязкости расплава водонасыщенного эльджуртинского гранита [26]. В связи с этим фактом необходимо отметить следующее.

Во-первых, преимущества описанной методики измерения вязкости с помощью радиационного вискозиметра с точки зрения точности отдельного измерения, а также возможности многократных измерений несомненны. Во-вторых, давление в радиационном вискозиметре создавалось дистиллированной водой в отличие от методики американских исследователей, где образец насыщался водой в запаянных ампулах, а давление создавалось нейтральным газом. В-третьих, указывается различие в химических составах кислых расплавов горных пород по сравнению с американскими авторами (см. табл. 5). В водонасыщенном обсидиане содержание  $\text{SiO}_2$  на 5 вес. % , а в пегматите на 3 вес. % больше, чем в исследованном нами барлаковском граните. В то же время содержание окислов железа, наоборот, на 2 вес. % больше в барлаковском граните. Исследования М. П. Воляровича и А. А. Леоптьевой [10, 28] «сухих» силикатных расплавов показали, что в области ликвидуса увеличение содержания кремнекислоты в расплаве на 5 вес. % может увеличить вязкость его вдвое, тогда как увеличение содержания окислов железа снижает вязкость силикатных расплавов. В свете выше сказанного расхождение наших данных по вязкости водонасыщенного гранита с данными Шоу для обсидиана и Барнхема для пегматита становится понятным.

Указанное замечание, естественно, не относится к результатам, полученным Е. Б. Лебедевым для расплава водонасыщенного эльджуртинского гранита, по химическому составу весьма близкого к исследованному нами расплаву гранита. Расхождения в этом случае (см. рис. 13) весьма

значительны. По уже указанной причине сделать какие-либо определенные выводы относительно такого расхождения результатов не представляется возможным.

**Температурная зависимость вязкости расплава водонасыщенного гранита.** Универсальной зависимости вязкости жидкостей, в том числе и силикатных расплавов, от температуры при постоянном давлении в настоящее время еще не существует. Различные исследователи выражают ее по-разному, что отражено в многочисленных обзорных работах [6, 45, 50, 22, 29]. Исходя из представлений о релаксационном механизме пластической деформации, Я. И. Френкель [50] разработал молекулярно-кинетическую теорию вязкости жидкостей, согласно которой зависимость вязкости жидкостей от температуры впервые была выражена простым экспоненциальным выражением

$$\eta = Ae^{E_n/RT}, \quad (15)$$

где  $A$  — постоянная;  $R$  — универсальная газовая постоянная.

Постоянная  $A$  по теории имеет смысл вязкости  $\eta_0$ , когда температура  $T \rightarrow \infty$ . Уравнение (15) справедливо в обширной области неполимеризованных жидкостей, а также высокополимеризованных расплавов неорганических солей и стекол [85].

Так, А. А. Леоптьева [29] показала, что температурная зависимость вязкости большинства «сухих» силикатных расплавов в области ликвидуса подчиняется уравнению (15), если содержание  $\text{SiO}_2$  в них более 5%. Согласно Дж. Бокрису и соавторам [61], значение вязкости расплавов типа  $\text{Me}_2\text{O} - \text{SiO}_2(\text{Li}, \text{Na}, \text{K})$  и  $\text{MeO} - \text{SiO}_2(\text{Ca}, \text{Sr}, \text{Ba})$  в широком диапазоне температур также охватывается уравнением (15).

Применение этого уравнения облегчается тем, что оно не требует знания плотности или удельного объема жидкости, как, например, уравнения Андраде, Сильвермана и др., проанализированные в работе А. Н. Соловьева и А. Б. Каплуна [45].

Результаты исследования вязкости расплава водонасыщенного гранита, представленные в табл. 6, приведены на рис. 14 в координатах

$\lg \eta - \frac{1}{T}$ ; как видно, экспериментальные результаты в пределах точности измерений хорошо ложатся на прямые линии (1, 2, 3). Это свидетельствует о том, что температурная зависимость вязкости расплава водонасыщенного гранита при постоянном давлении в исследованном интервале температур (800 — 1200°C) выражается выше приведенной экспоненциальной формулой. Из рис. 14 также видно, что экспериментальные кривые температурной зависимости (1—3), соответствующие различным давлениям воды в системе гранитный расплав—вода (соответственно 500, 1000 и 2000 атм), сходятся при  $T \rightarrow \infty$  в точке на оси ординат, соответствующей вязкости  $\eta_0 = = 10^{-3}$  пз. Это совпадает в преде-

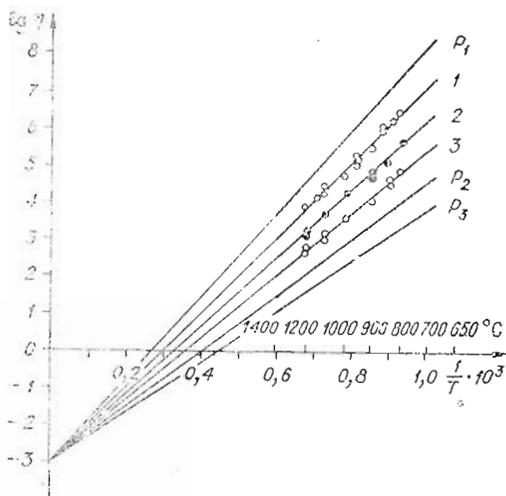


Рис. 14. Вязкость системы гранитный расплав — вода.

1—3 — экспериментальные кривые ( $P_{\text{H}_2\text{O}}$  соответственно 500, 1000, 2000 атм);  $P_1, P_2, P_3$  — расчетные ( $P'_{\text{H}_2\text{O}}$  — соответственно 250, 4000 и 8000 атм).

лах точности эксперимента с теоретическими предпосылками Я. И. Френкеля. Экспериментальные значения предэкспоненциальной константы в некоторых случаях могут отклоняться от теоретического значения на заметную величину, что связано с уменьшением энергии активации  $E_{\eta}$  с повышением температуры вследствие теплового расширения жидкости при постоянном давлении. Хорошее соответствие экспериментально определенной предэкспоненциальной константы с теоретической объясняется в нашем случае именно незначительным тепловым расширением системы гранитный расплав—вода в исследованном интервале температур и давлений. Этот вывод подтверждается экспериментальными исследованиями изменения удельного объема системы альбитовый расплав — вода (весьма близкой к изученной нами системе) в широком диапазоне температур (до 1000°C) и давлений (до 10 кбар), осуществленными в упомянутой работе Барнхима и Девиса [65].

Энергия активации вязкого течения, определяемая наклоном прямых к оси температур при постоянном давлении, рассчитывалась по следующему уравнению:

$$E_{\eta} = \frac{2,303 (\lg \eta_2 - \lg \eta_1) T_1 \cdot T_2}{T_2 - T_1} \cdot R, \quad (16)$$

где  $\eta_2$  и  $\eta_1$  — вязкости расплава соответственно при температурах  $T_1$  и  $T_2$ .

Значения энергии активации при давлениях воды в системе 1000 и 2000 атм составили  $42 \pm 3,1$  и  $38 \pm 2,8$  ккал/моль. В соответствии с характером изменения энергии активации при уменьшении давления воды в системе с учетом постоянства предэкспоненциального множителя в уравнении (15) была рассчитана энергия активации при давлении воды 500 атм — 46,4 ккал/моль. Экспериментально определенная в последующем величина энергии активации при  $P_{H_2O} = 500$  атм совпала с расчетным значением в пределах указанной ошибки эксперимента. В соответствии с этим результатом, с учетом величины энергии активации вязкого течения «сухого» гранитного расплава — 71,4 ккал/моль, рассчитанной по экспериментальным данным К. Кани [75], а также с учетом данных для энергии активации вязкого течения риолитового стекла в области малых давлений воды (до 70 атм), полученных ранее Фридманом с соавторами [70], были установлены надежные экстраполяционные значения энергии активации вязкого течения водонасыщенного гранитного расплава в более широкой области давлений воды в системе (табл. 7). Правомомерность подобной экстраполяции подтверждается также и хорошим соответствием

Таблица 7  
Энергия активации вязкого течения системы гранитный расплав — вода при 800—1200°C

Давление воды $P$ , атм	Энергия активации, ккал/моль
250	$(51,3) \pm 3,7$
500	$46,4 \pm 3,4$
1000	$42 \pm 3,1$
2000	$38 \pm 2,8$
4000	$(34,4) \pm 2,5$
8000	$(31,1) \pm 2,3$

Примечание.  
Цифры в скобках получены экстраполяцией.

полученной зависимости энергии активации течения гранитного расплава от давления воды положениям дискретной ионной теории силикатных расплавов [61].

Необходимо, далее, подчеркнуть, что зависимость энергии активации вязкого течения от давления воды получена нами в ликвидусной области системы гранитный расплав — вода. При экстраполяции этих данных ниже линии ликвидуса и особенно в субсолидусную область следует иметь в виду следующее.

Во-первых, характер температурной зависимости вязкости системы может изменяться из-за процессов кристаллизации. В этом случае величина энергии активации, вероятно, является функцией температуры, и прямолинейная зависимость вяз-

кости от температуры в координатах  $\lg \eta - \frac{1}{T}$  не имеет места.

Во-вторых, в указанной области температурная зависимость вязкости системы гранитный расплав — вода может осложняться, так как течение расплава в этой области уже не будет соответствовать ньютоновской модели жидкости, а будет, вероятно, ближе к модели Бингама [4, 42].

В соответствии с экстраполяционными значениями энергии активации была рассчитана температурная зависимость вязкости водонасыщенного гранитного расплава при давлениях воды 250, 4000 и 8000 атм, (на рис. 14 кривые  $P_1$ ,  $P_2$  и  $P_3$ ).

**Влияние давления воды на вязкость гранитного расплава.** Исследования зависимости вязкости жидкостей от давления весьма немногочисленны. Часто для описания этой зависимости используется эмпирическое уравнение Бриджмена

$$\eta^P = \eta^0 e^{\alpha P}, \quad (17)$$

где  $\eta^0$  и  $\eta^P$  — вязкость жидкости при атмосферном давлении и при давлении  $P$  соответственно;  $\alpha$  — пьезокэффициент вязкости. Для большинства жидкостей это уравнение выполняется плохо. Анализ различных зависимостей вязкости жидкости от давления приводится в работе А. Н. Соловьева и А. Б. Каплуна [45]. Указанные авторы, используя метод термодинамического подобия, вывели полуэмпирическую зависимость вязкости жидкостей от давления, для расчета по которой не надо знать удельных объемов, а лишь зависимость давления от температуры по кривой плавления.

Влияние давления на вязкость «сухих» систем изучал М. П. Воларович [11], исследовавший влияние давления до 1000 атм на вязкость ряда стекловидных систем при температурах до 150°C (канифоль и др.). Дейн и Берч [46] методом истечения через капилляр изучили вязкость стеклообразного борного ангидрида при 395 и 555°C и давлении азота до 2000 атм.

Вязкость менялась с давлением по экспоненциальному выражению

$$\eta = \eta_0 e^{\alpha P}. \quad (18)$$

При  $P=1000$  атм вязкость возрастала по сравнению с вязкостью при 1 атм и при 556°C в 1,58 раз, а при температуре 359°C — в 4,48 раза.

Сперри и Маккензи [84] измерили относительным методом вязкость расплавов стеклообразных окислов ( $B_2O_3$ ) при температурах 370—470°C и давлениях до 300 бар и установили линейную зависимость вязкости от давления.

Однако в присутствии воды и других «летучих» влияние давления на вязкость оказывается уже иным. Так, Барнхем [64] на основании своих экспериментальных работ и работ Шоу [82] пришел к выводу, что в присутствии воды вязкость кислых магматических расплавов не зависит от общего давления в системе до давления  $\sim 8000$  атм. Решающее влияние на вязкость оказывает в этом случае растворенная в подобных расплавах вода.

Зависимость вязкости водонасыщенного гранитного расплава от давления воды в системе в широком интервале температур (800—1400°C) и давлений воды (до 8000 атм) приведена на рис. 15, на котором также указаны значения вязкости водонасыщенного гранитного расплава при температурах ликвидуса и солидуса (кривые 4 и 5).

Анализ полученной зависимости показывает, что характер влияния давления воды на вязкость гранитного расплава при фиксированном значении температуры определяется механизмом растворения воды при разных давлениях насыщения. Так, при температуре 1000°C давление воды, равное 1000 атм, уменьшает вязкость водонасыщенного гранитного расплава в  $10^5$  раз по сравнению с вязкостью «сухого» расплава. А при увеличении давления воды с 1000 до 8000 атм вязкость расплава уменьшается

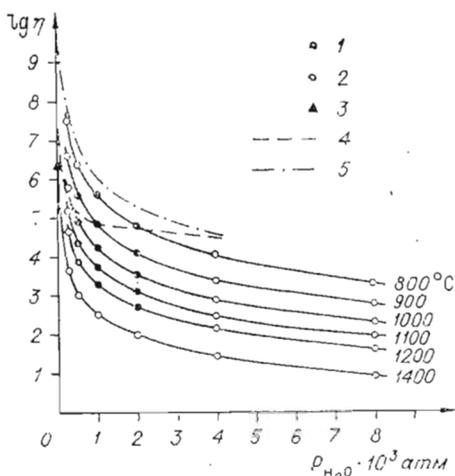


Рис. 15. Зависимость вязкости гранитного расплава от давления воды. 1, 2 — экспериментальные и расчетные значения, полученные автором; 3 — вязкость «сухого» гранитного расплава [75]; 4, 5 — вязкость водонасыщенного гранитного расплава при температурах ликвидуса и солидуса.

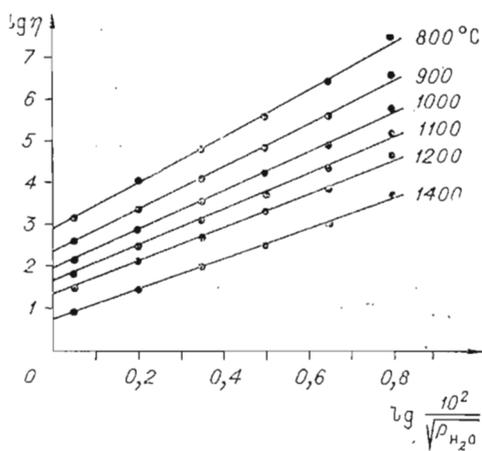


Рис. 16. Математическая обработка данных по зависимости вязкости гранитного расплава от давления воды.

только в 25 раз. Валовое количество воды в гранитном расплаве равно при этом 3,3 и  $\sim 10$  вес.%. По-видимому, при давлениях воды до  $\sim 1500$  атм преобладает химический механизм растворения воды в гранитном расплаве, который постепенно сменяется на физический с дальнейшим ростом давления воды в системе. Подобное предположение находится в хорошем соответствии с результатами исследования форм вхождения воды в структуру закаленных водно-гранитных стекол [40].

Зависимость вязкости гранитного расплава от давления воды в системе приведена на рис. 16 в координатах  $\lg \eta - \lg \frac{10^2}{\sqrt{P_{H_2O}}}$ .

Экспериментальные и расчетные значения вязкости в указанных координатах хорошо укладываются на прямые линии в широком интервале температур (800—1400°C) и давлений воды (500—8000 атм).

Математическая обработка результатов, представленных на рис. 16, позволила установить эмпирическое уравнение зависимости вязкости гранитного расплава от давления воды в системе при постоянной температуре в следующем виде:

$$\lg \eta = A - B \lg \sqrt{P_{H_2O}}, \quad (19)$$

где  $P_{H_2O}$  — давление воды, атм;  $\eta$  — вязкость, пз;  $A$  и  $B$  — постоянные, значения которых приведены в табл. 8.

Значения вязкости водонасыщенного гранитного расплава, полученные по уравнению (19) в пределах экспериментальной ошибки измерения вязкости на радиационном вискозиметре ( $\pm 15\%$ ), совпадают со значениями, полученными экспериментально, а также с рассчитанными по уравнению (15) в указанном выше интервале температур и давлений (табл. 9).

Таким образом, эмпирическое уравнение (19) зависимости вязкости гранитных расплавов от давления воды позволяет с оцененной точностью рассчитывать вязкость близких по составу магматических расплавов в широком диапазоне температур (800—1400°C) и давлений воды (500—8000 атм).

Таблица 9

## Вязкость водонасыщенного гранитного расплава

Давление, атм	Температура, °C	Логарифмы вязкости			Давление, атм	Температура, °C	Логарифмы вязкости		
		эксперимент. данные	по уравнению (15)	по уравнению (19)			эксперимент. данные	по уравнению (15)	по уравнению (19)
500	800	—	6,42	6,48	4000	1100	3,11	3,10	3,16
	900	5,60	5,62	5,65		1200	2,7	2,68	2,71
	1000	4,90	4,96	4,95		1400			1,98
	1100	4,35	4,36	4,46					
	1200	3,87	3,85	3,90					
	1400		3,00	3,07					
1000	800	5,62	5,6	5,67	8000	800		4,05	4,04
	900	4,85	4,86	4,90		900		3,37	3,40
	1000	4,25	4,28	4,26		1000		2,87	2,87
	1100	3,73	3,75	3,81		1100		2,47	2,51
	1200	3,28	3,25	3,30		1200		2,15	2,12
	1400		2,50	2,52		1400		1,45	1,43
2000	800	4,81	4,80	4,85		800		3,32	3,22
	900	4,12	4,12	4,15		900		2,75	2,65
	1000					1000		2,32	2,18
						1100		1,95	1,87
					1200		1,60	1,52	
					1400		0,92	0,90	

Полученные данные, естественно, могут быть использованы для характеристики вязкости системы кислый магматический расплав — вода при парциальном давлении воды  $P_{H_2O}$ , меньшем общего давления в системе  $P_{общ}$ , что значительно расширяет приложимость этих данных при количественных оценках разного рода геологических явлений и процессов, характер и динамика которых в значительной степени определяются вязкостью.

Проведенные с помощью разработанного радиационного вискозиметра высокого давления исследования вязкости водонасыщенного гранитного расплава позволили получить надежные экспериментальные данные по вязкости системы в широком интервале температур (800—1200°C) и давлений воды (до 2000 атм).

Показано, что вязкость водонасыщенного гранитного расплава в исследованном диапазоне изменения температуры и давления воды изменяется в широких пределах, уменьшаясь от весьма больших величин  $\eta = 2,63 \cdot 10^6$  пз при 800°C и давлении воды 500 атм до  $\eta = 5,0 \cdot 10^3$  пз при 1200°C и давлении воды 2000 атм. Для сравнения укажем, что вязкость «сухого» гранитного расплава, к тому же значительно перегретого, составляет  $\eta = 1,6 \cdot 10^6$  пз (при 1400°C [75]). Экстраполяционное значение вязкости «сухого» гранитного расплава при 1200°C равно  $1,82 \cdot 10^9$  пз. Следовательно, при указанной температуре давление воды в 2000 атм снижает вязкость гранитного расплава более чем в  $10^6$  раз.

Вязкость гранитоидных расплавов при температурах солидуса снижается от  $\eta = 3 \cdot 10^{11}$  пз для «сухого» расплава до  $\eta = 3,2 \cdot 10^8$  пз для водонасыщенного гранитного расплава ( $P_{H_2O} = 2000$  атм). Соответственно при температурах ликвидуса вязкость гранитного расплава снижается от  $\eta = 10^9$  пз для «сухого» расплава до  $\eta = 8 \cdot 10^4$  пз для водонасыщенного гранитного расплава ( $P_{H_2O} = 2000$  атм). Таким образом, систематическое исследование вязкости водонасыщенного гранитного расплава позволило охарактеризовать вязкость гранитоидных магматических расплавов в широком интервале температур (от температур солидуса до 1400°C) и давлений воды до 8000 атм. Диапазон изменения вязкости при этом чрезвычайно велик — от уже упомянутой величины  $\eta = 3 \cdot 10^{11}$  пз («сухой» гранитный расплав при температуре солидуса 1000°C) до  $\eta = 8,4$  пз при температуре 1400°C и давлении воды, равном 8000 атм. Приведенные выше

данные свидетельствуют о том, что водосодержащие гранитоидные расплавы представляют собой весьма подвижные жидкости, вязкость которых в широком интервале температур и давлений воды соизмерима с вязкостью «сухих» габбровых расплавов. Широко распространенное предположение о том, что природные кислые магматические расплавы являются значительно более вязкими, чем основные расплавы, правомерно, по нашему мнению, только по отношению к «сухим» расплавам, потерявшим летучие компоненты и, в первую очередь, воду. Действительно, при одинаковой температуре ( $1400^{\circ}\text{C}$ ) вязкость «сухого» гранитного расплава ( $1,6 \cdot 10^6$  пз) почти на четыре порядка величины больше вязкости базальта ( $3,53 \cdot 10^2$  пз). Однако в присутствии воды указанное соотношение, возможно, будет иным. В хорошем соответствии с этим предположением находятся экспериментальные данные о различном характере влияния давления воды на температуры плавления гранита и базальта. Так, температура ликвидуса водонасыщенного гранита снижается более чем на  $300^{\circ}\text{C}$  по сравнению с «сухим» гранитным расплавом при  $P_{\text{H}_2\text{O}}=4000$  атм, тогда как при том же давлении воды температура ликвидуса базальта уменьшается только на  $\sim 60^{\circ}\text{C}$  [15, 72].

Мураси [78], теоретически показавший более слабое влияние растворенной воды на вязкость габбровых расплавов по сравнению с гранитоидными расплавами, по нашему мнению, неверно расширил область применимости подобного предположения до  $800^{\circ}\text{C}$ .

Естественно, что постановка эксперимента по исследованию вязкости силикатных систем типа базальтовый расплав — вода, когда следует учитывать влияние парциального давления кислорода  $P_{\text{O}_2}$ , необходима, ибо в совокупности с данными по вязкости системы кислый магматический расплав — вода результаты подобного эксперимента имели бы чрезвычайно большое значение при решении многих теоретических и экспериментальных задач петрологии, геологии и минералогии.

Результаты систематического исследования вязкости системы гранитный расплав — вода имеют существенное значение прежде всего при анализе динамики и кинетики магматогенных явлений, таких как: 1) конвектирование магмы при формировании очагов гранитного расплава в коре; 2) интродуирование гранитоидного расплава в верхние горизонты коры, связанное с интенсивным воздействием на боковые породы; 3) кристаллизация гранитной интрузии в камере с учетом пузырения, свободного конвектирования, диффузионного переноса массы и т. д.

Целый ряд особенностей строения интрузивных пород, в частности, обычная гломеропорфировая их структура, образованная в результате агрегации ранних кристаллических выделений в очень жидкой подвижной среде, распределение ксенолитов глубинных и вмещающих пород по всему объему интрузивов, связанное с интенсивным перемешиванием расплава во время его внедрения, наличие тонких апофиз интрузий, проникающих в боковые породы вдоль узких протяженных трещин и т. д. [41], свидетельствуют о незначительной вязкости природных гранитоидных расплавов и хорошо соотносятся с полученными экспериментальными результатами исследования вязкости системы гранитный расплав — вода, подтверждая тем самым возможность приложения последних к анализу различного рода геологических явлений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев К. А. Электроизоляционное уплотнение для конусных электровводов высокого давления. — «ПТЭ», 1966, № 1, с. 24—25.
2. Андреевский А. Н., Карелин Н. П. — «Приборостроение», 1956, № 4.
3. Барр Г. — В кн.: Вязкометрия. М. — Л., 1938, с. 18—25.
4. Белкин И. М., Виноградов Г. В., Леонов А. И. — В кн.: Ротационные приборы. М., 1968, с. 5—45.
5. Бокша С. С. — «Кристаллография», 1957, т. 2, № 1, с. 12—14.

6. Бонди А. Теория вязкости жидкостей.— В кн.: Реология, теория и приложение. М., ИЛ, 1962, с. 25—41.
7. Боуэн Н. Л. Кристаллизационная дифференциация в расплавленных силикатах.— В кн.: Физико-химическая минералогия и петрология. Вып. 1. М.—Л., 1936, с. 45—55.
8. Бриджмен П. В.— В кн.: [Новейшие работы в области высоких давлений. М., 1948, с. 35—65.
9. Волярович М. П. Исследования вязкости расплавленных горных пород.— «Зап. Всесоюз. мин. о-ва», 1940, т. 69, № 2—3, с. 310—313.
10. Волярович М. П., Леонтьева А. А., Корчемкин Л. И. Исследование вязкости кристаллических эффузивных горных пород и сплавленных из них стекол в интервале размягчения.— «Зап. Всесоюз. мин. о-ва», 1940, т. 69, № 1, с. 74—79.
11. Волярович М. П., Корчемкин Л. И. Связь между вязкостью расплавленных горных пород и коэффициентом кислотности по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу.— «Докл. АН СССР», 1937, т. 17, № 3, с. 413—418.
12. Волярович М. П. Исследование реологических свойств дисперсионных систем.— «Колл. ж.», 1954, т. XVI, № 3, с. 63—68.
13. Гатчек Э.— В кн.: Вязкость жидкостей. М.—Л., 1932, с. 17—28.
14. Есия О. А., Гельд П. В.— В кн.: Физическая химия пирометаллургических процессов. М., 1966, с. 121—145.
15. Заварицкий А. Н., Соболев В. С.— В кн.: Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., 1961, с. 202—218.
16. Золотых Е. В., Хохула Ю. П., Семин В. П. Установка для измерений вязкости при давлениях до 10 000 атм.— В кн.: Приборы для исследования физико-механических свойств и структуры материалов. Вып. 24. М., 1961, с. 3—13.
17. Кадик А. А., Хитаров Н. И. Возможные пределы некоторых видов массообмена с магмами.— «Геохимия», 1966, № 9, с. 1019—1023.
18. Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И.— В кн.: Вода в магматических расплавах. М., «Наука», 1971, с. 139—155.
19. Княдзер В. Д.— В кн.: Измерения при высоких температурах. М., 1963, с. 263—275.
20. Киркинский В. А., Рясов А. П. Установка ДТА при давлениях водяного пара до 20 кбар и температурах 1200°C.— В кн.: Экспериментальное исследование минералообразования. М., 1971, с. 73.
21. Княчавко И. П., Карпенко В. Г.— В кн.: Химическая промышленность, № 4, 1965, с. 14.
22. Кобеко П. П.— В кн.: Аморфные вещества. М.—Л., 1952, с. 271—290.
23. Корчемкин Л. И. О влиянии паров воды на вязкость расплавов горных пород и системы  $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{SiO}_2$  — В кн.: Зап. Всесоюз. мин. о-ва», 1945, т. 74, № 4, с. 299—304.
24. Корпачев В. Г., Попель С. И.— «Изв. вузов. Черная металлургия», 1959, т. 93, с. 64; 1962, т. 3, с. 24.
25. Крутин В. Н.— В кн.: Некоторые вопросы технической акустики. М., 1962, с. 28—33.
26. Лебедев Е. Б. Влияние воды на физико-химические свойства расплавов. М., 1971, с. 21—23. (Тезисы докладов Междунар. геохим. конгресса).
27. Лейпунский О. И., Новожилов Б. В., Сухаров В. Н. Распространение гамма-квантов в веществе. М., 1960.
28. Леонтьева А. А. Исследование вязкости обсидианов и водосодержащих стекол.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1940, вып. 2, с. 44—53.
29. Леонтьева А. А. Температурная зависимость вязкости.— «Усп. физ. наук», 1946, т. XX, № 10, 45—48.
30. Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 1. М., 1971. 145 с.
31. Методическое руководство по определению физических свойств горных пород и полезных ископаемых. М., 1962, с. 75—79.
32. Нейман М. Б.— «Измерит. техн.», 1955, № 1, с. 18—20.
33. Орлова Г. П. О растворимости воды в альбитовом расплаве под давлением.— В кн.: Труды VI Совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 121—125.
34. Островский И. А. Об общей закономерности растворения воды в силикатном расплаве.— «Геол. рудн. месторожд.», 1963, № 1, с. 102—106.
35. Островский И. А. Простой изолированный электровод для работы со сжатыми газами при давлении 5000 атм и бомба с внутренним нагревателем до 1600°C.— В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 47—53.
36. Панченко Г. М.— В кн.: Теория вязкости жидкостей. М.—Л., 1947, с. 11—18.
37. Перешков Э. С., Кочкин Ю. А. Радиационный вискозиметр высокого давления с падающим шариком.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 8.
38. Перешков Э. С. Низкотемпературные нагреватели для камер гидростатического давления.— В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии (1970—1971 гг.). Новосибирск, «Наука», 1972.

39. Перников Э. С. Вязкость гранитного расплава при температурах 800—1200°C и давлении воды 2000 атм.— В кн.: Экспериментальные исследования по минералогии (1970—1971 гг.). Новосибирск, «Наука», 1972, с. 93—98.
40. Перников Э. С. Экспериментальное исследование растворимости воды в гранитном расплаве и кинетика установления равновесия в системе гранитный расплав — вода.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 9, с. 3—9
41. Перников Э. С. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1972.
42. Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., «Наука», 1969, с. 62—78.
43. Рейнер М.— В кн.: Реология. М., «Наука», 1965, с. 36—38.
44. Труды метрологических институтов. Исследования в области высоких давлений. Вып. 104 (164), 1969, с. 60—68.
45. Соловьев А. Н., Каплун А. Б.— В кн.: Вибрационный метод измерения вязкости жидкостей. Новосибирск, 1970, с. 65—70.
46. Справочник физических констант горных пород. М., 1969.
47. Степанов Л. П., Чесноков Н. А.— В кн.: Современное состояние техники измерения вязкости. М., 1959, с. 6—12.
48. Твердые тела под высоким давлением. М., 1966, с. 18—20.
49. Филиппов Е. М. Коэффициенты ослабления гамма-излучения некоторых горных пород и минералов.— В кн.: Полевые ядерные геофизические методы. М., «Наука», 1966, с. 111—115.
50. Френкель Я. И.— В кн.: Статистическая теория жидкостей. М., Физматгиз, 1964, с. 134—138.
51. Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Арсеньева Р. В. Сравнительная характеристика растворимости воды в базальтовом и гранитном расплавах.— «Геохимия», 1959, № 5, с. 387—396.
52. Циклис Д. С.— В кн.: Техника физико-химических исследований при высоких и сверхвысоких давлениях. М., 1965, с. 80—82.
53. Швидковский Е. Г.— В кн.: Некоторые вопросы вязкости расплавленных металлов. М., 1955, с. 7—10.
54. Шуркин А. Т.— «Зав. лаб.», 1955, т. XXI, № 6, 25—27.
55. Эйгель В.— В кн.: Физическая химия силикатов. М., ИЛ, 1962, с. 89—101.
56. Экспериментальная ядерная физика. Т. 1, 1955, с. 257—275.
57. Andrade E. A theory of the viscosity of liquids.— «Phyl. Mag.» 1934, v. 17, p. 28—35.
58. Auslander J. S., Fuia H. N.— «Int. J. Appl. Radiat and Isotopes», 1965, v. 6, № 11, p. 281—302.
59. Baak T., Olender A.— «Acta Chim. Scand.», 1959, v. 9, p. 1350.
60. Bacon L. R. Measurements of absolute viscosity by the falling sphere method.— «J. Franklin Inst.», 1936, p. 221—273.
61. Bockris J., Mackenzie J. D., Kitchener J. A. Viscous flow in silica and binary liquid silicates.— «Trans. Faraday Soc.» 1955, v. 51, p. 1734—1748.
62. Bockris J., Tomlison J. W., White J. L.— «Trans. Faraday Soc.», 1956, v. 52, p. 299—310.
63. Burnham C. W., Jahus R. H. A method for determining the solubility of water in silicate melts.— «Amer. J. Sci.», 1962, v. 260, № 10, p. 221—230.
64. Burnham C. W. Viscosity of water — rich pegmatite melt at high pressure (abstract).— «Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.», 1963, v. 76, p. 26—29.
65. Burnham C. W., Davis N. F. The role of H<sub>2</sub>O in silicate melts. I. P — V — T. relations in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—H<sub>2</sub>O to 10 kilobars and 1000°C.— «Amer. J. Sci.», 1971, v. 270, № 1, p. 45—60.
66. Carron J. P. Vue d'ensemble sur la rheologie des magmas silicates naturels.— «Bull. Soc. fr. Mineral Cristallogr.», 1969, v. 92, p. 435—446.
67. Dietzel A.— «Die Naturwissenschaften», 1941, Bd. 29, S. 544.
68. Dingwall A. C. F., Moore H. The effects of various oxides of the soda — lime — silica type.— «J. Soc. Glass. Technology», 1953, v. 37, p. 179—187.
69. Franck E. Water and aqueous solutions at high pressure and temperatures.— «Pure and Appl. Chem.», 1970, v. 29, № 1, p. 35—47.
70. Friedman J., Long W., Smith R. L. Viscosity and water content of rhyolite glass.— «J. Geoph. Res.», 1963, v. 68, p. 6523—6535.
71. Goranson R. The solubility of water in granitic magmas.— «Amer. J. Sci.», 1931, v. 22, p. 38—45.
72. Hamilton D. L., Burnham C. W., Osborn E. F. The solubility of water and effect of oxygen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas.— «J. Petr.», 1964, № 5, p. 102—110.
73. Harrison P. E., Gossor R. B.— «Rev. Sci. Instr.», 1965, v. 36, № 12, p. 21—24.
74. Hart J. A.— «J. Sci. Instr.», 1954, v. 31, № 5, p. 12—14.
75. Kani K., Hosokawa. On the viscosity of silicate rockforming minerals and igneous rocks.— «Rev. Electrotechn. Lab.», 1936, № 391, p. 29—37.
76. Kennedy A. C., Wasserburg G. L., Heard H. C., Newton R. S. The upper three-phase region in the system SiO<sub>2</sub> — H<sub>2</sub>O.— «Amer. J. Sci.», 1962, v. 260, № 1, p. 1345—1351.
77. Morey G. W. In: The properties of Glass. N. J., 1938, p. 37—44.
78. Murace T. Viscosity and related properties of volcanic rocks at 800—1400°C.— «J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII (Geophysics)», 1962, v. 1, № 6, p. 121—125.

79. Sabatier G. Influence de la teneur en eau sur la viscosité d'une retinite, verre ayant la composition chimique d'un granite.— «Compt. Rend. Acad. Sci. (Paris)», 1956, 242, p. 1340—1342.
80. Sausier P. H.— «Soc. Franc. Mineral.», 1952, v. 75, p. 1—45.
81. Shartsis L., Spinner S. Viscosity and density of molten optical glasses.— «J. Rev. N. B. S.» 1951, v. 46, p. 176—194.
82. Shaw H. R. Obsidian—H<sub>2</sub>O viscosities at 1000 and 2000 bars in the temperature range 700—900°C.— «J. Geophys. Res.», 1963, v. 68, p. 6337—6343.
83. Shaw H. R., Wright T. L., Peck D., Okamura R. The viscosity of basaltic magma: an analysis of field measurement in Makaopuhi lava lake, Hawaii.— «Amer. J. Sci.», 1968, v. 266, № 4, p. 226—264.
84. Sperry L. L., Mackenzie J. D.— «Rev. Sci. Instr.», 1967, v. 38, № 11, p. 121—124.
85. Srinivassan M. K., Prasad B. «Phyl. Mag.», 1942, v. 33 (7), p. 250—271.
86. Vickers A. E. «J. Soc. Chem. Ind.», 1938, v. 57, № 1, p. 12—17.

*В. Н. Шаранов, А. И. Васильева, Э. С. Персиков,  
Е. Ф. Доильнищын*

## К ВОПРОСУ ОБ «УСТОЙЧИВОСТИ» ВКЛЮЧЕНИЙ В БАЗАЛЬТОВОМ РАСПЛАВЕ

Изучение включений в базальтах позволяет получить представление о составе пород в разрезе коры и верхней мантии. Однако характер этой информации определяется тем, насколько полно сохраняется к моменту затвердевания магмы «набор» пород, захваченных магмой при перемещении от очага к поверхности [4, 8, 16, 23, 30, 33]. В связи с данным вопросом представляет интерес обсудить элементы динамики взаимодействия включения и расплава.

### К ДИНАМИКЕ ТЕПЛОВОГО И ХИМИЧЕСКОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ВКЛЮЧЕНИЯ С БАЗАЛЬТОВЫМ РАСПЛАВОМ

После того как включение оказалось в движущемся потоке базальтового расплава, последний оказывает на твердую частицу тепловое, химическое и механическое воздействие. Рассматривая взаимодействие расплава и включения, теоретически или экспериментально можно проанализировать два первых процесса, тогда как осветить последний таким образом затруднительно. Поэтому в дальнейшем мы будем касаться лишь первых двух процессов.

Тепловое воздействие расплава на включение в основном сводится к нагреванию твердой частицы и ее частичному или полному расплавлению, если начальная температура в магме ( $T^0$ ) больше температуры плавления минералов включения ( $T^*$ ). Если  $T^0 > T^*$ , то включение может быть полностью «уничтожено» и «ассимилировано» магмой. Попытаемся оценить порядок скоростей расплавления включений в зависимости от изменения тепловых условий в расплаве.

Если форма включения близка к изометричной (что довольно обычно для ксенолитов), то в первом приближении время расплавления такой частицы можно определить по уравнению [10]

$$t_{\text{пл}} \approx \frac{R^2}{6a_1} \sqrt{\frac{Q\rho_2}{C_1\rho\Delta T}} + \frac{C_2\rho_2\Delta T}{Q\rho_1}, \quad (1)$$

где  $\Delta T = T^0 - T^*$ ;  $Q = 100$  кал/г — теплота плавления;  $C_1 \approx C_2 = 0,2$  кал/г·гр — теплоемкость магмы и породы;  $a_1 = 2 \cdot 10^{-3}$  см<sup>2</sup>/с — температуропроводность магмы;  $\rho_1, \rho_2$  — плотности магмы и включения, принятые в расчетах соответственно 2,6 и 2,8 г/см<sup>3</sup>;  $R$  — радиус включе-

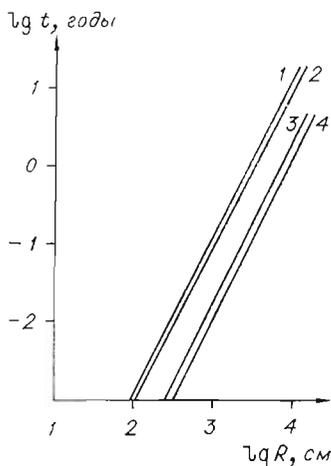


Рис. 1. Зависимость времени  $t$  полного плавления включения и его радиуса  $R$  от  $\Delta T = T^0 - T^*$ .

1 —  $\Delta T = 25^\circ\text{C}$ ; 2 —  $\Delta T = 50^\circ\text{C}$ ; 3 —  $\Delta T = 1000^\circ\text{C}$ ; 4 —  $\Delta T = 200^\circ\text{C}$ .

ния жидкости и включения  $v=0$ . Поток массы с поверхности включения определится в таком случае:

$$N_i = K_m (c_i - c_p^i) \text{ [г} \cdot \text{моль} \cdot \text{см}^3/\text{с}], \quad (2)$$

где  $K_m$  — константа скорости растворения;  $c_i$  и  $c_p^i$  — мольная доля  $i$ -компонента в минерале и расплаве. Для расчетов  $K_m$  может быть приближенно определена из экспериментально найденных значений числа Шервуда [17, 19]:

$$\text{Sh} = \frac{2RK_m}{D} = 2. \quad (3)$$

Если  $v \neq 0$ , то с учетом гидродинамики потока магмы поток массы можно определить по формуле [19]

$$N_i = \frac{D(c_i - c_p^i)}{2R} \left( 2 + 0,76 \sqrt{\frac{vR}{\nu}} \sqrt{\frac{\nu}{D}} \right), \quad (4)$$

где  $\nu$  — кинематическая вязкость базальтового расплава;  $D$  — коэффициент диффузии  $i$ -компонента в расплаве. Расчет скорости растворения возможен, если известны величины  $D_i$ . Их экспериментально определенные значения приведены в работе [5]. Модификаторы и большинство газов в базальтовых расплавах имеют величину  $D$  порядка  $10^{-6}$   $\text{см}^2/\text{с}$  при  $1100$ – $1200^\circ\text{C}$ . Ионы-сеткообразователи (Si, Al, Ti, P) характеризуются более низкими величинами  $D$  ( $10^{-7}$  —  $10^{-8}$   $\text{см}^2/\text{с}$ ).

Учитывая эти значения, по (2) — (4) можно выполнить расчеты времени растворения включений, состоящих из оливина, орто- или клинопироксенов. Найдено, что включения этих минералов объемом в  $1 \text{ см}^3$  в зависимости от принятой величины  $D$  могут растворяться от полумесяца до пяти лет.

Сопоставляя вычисленные времена растворения и расплавления включений одинакового размера, находим, что они разнятся не менее чем на 1–2 порядка.

Таким образом, чтобы оценить возможность сохранности «включения» в расплаве при тепловом или химическом воздействии на него жидкой магмы, необходимо оценить максимальные времена пребывания включения в магме до момента ее затвердевания.

### **К ОЦЕНКЕ ВРЕМЕНИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ВКЛЮЧЕНИЯ С ЖИДКИМ БАЗАЛЬТОМ**

В первом приближении время нахождения включения в базальтовой жидкости определяется продолжительностью перемещения данного объема расплава с момента, когда в него попало включение, до момента прекращения поступательного движения плюс продолжительность затвердевания магматического тела. Продолжительность затвердевания магматических тел с достаточной для приближенных оценок точностью может быть рассчитана из решения задачи Стефана или по приближенной формуле Лейбенсона [7, 10, 28]. Согласно вычислениям [7], время затвердевания базальтовых потоков, даек, силлов размерами от нескольких десятков до 300—500 м даже при учете предварительного прогрева стенок камеры и т. п. меньше  $10^3$  лет. Обычно это десятки или сотни лет.

Сложнее получить оценку времени перемещения магмы из очага. Ее можно найти из двух соображений. Если проводить расчет по известным скоростям течения лав в современных вулканах [11], то с глубины 80—100 км до поверхности расплав движется меньше года. С другой стороны, из теории литья [2] известно, что время течения некоторого объема расплава по каналам не больше времени кристаллизации отливки того же объема. Данные о мощности основных даек, которые являются подводными каналами вулканов, силлов и т. д., говорят о том, что их мощность редко бывает больше нескольких десятков метров [6, 11]. Времена кристаллизации таких интрузивов были указаны выше. Иными словами, время интродуирования практически на порядок меньше времени затвердевания магматического тела. Однако, чтобы взять максимально возможную оценку времени пребывания включения в жидком базальте, можно удвоить максимальную оценку времени затвердевания крупных трапных или базальтовых силлов или потоков. Это время составляет  $(1—2) \cdot 10^3$  лет, что согласуется по порядку величин с максимальными временами покоя четвертичных вулканов центрального типа [6, 11]. По-видимому, это совпадение неслучайно, так как можно считать, что при перемещении лавы во время извержений в первую очередь используются еще «не охваченные» кристаллизацией трещинные проводники, которые были заполнены магмой в предыдущем извержении.

Таким образом, при дальнейших расчетах по (1) — (4) мы будем считать максимальным временем теплового и химического воздействия базальтового расплава на включение  $\sim 10^3$  лет.

### **ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ПРОВЕРКА ПРЕДПОЛОЖЕНИЯ О СУЩЕСТВЕННО РАЗЛИЧНОЙ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ РАСТВОРЕНИЯ И РАСПЛАВЛЕНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В БАЗАЛЬТОВОМ РАСПЛАВЕ**

Известно, что чаще всего глубинные включения встречаются в пузыристых, стекловатых или мелкозернистых базальтах. В основных породах более глубоких фаций они, как правило, не обнаруживаются (долеритовые силлы, расслоенные габбровые тела и т. д.). Иными словами, включения характерны для расплавов, которые «сбросили» летучие к моменту прекращения движения, а скорости кристаллизации магматических тел были достаточно велики.

Учитывая это, мы использовали простейшую методику эксперимента. В печи сопротивления с точностью автоматической регулировки тем-

пературы  $\pm 10^{\circ}\text{C}$  помещались тигли емкостью 2—8 см<sup>3</sup> с базальтовой пудрой, в которую вкладывались образцы пород объемом 1,0—1,5 см<sup>3</sup>. Продолжительность опытов равнялась 0,5—72 ч, температурный интервал составлял 1000—1400°C. Лишь для сопоставления было выполнено несколько опытов в бомбе высокого давления при  $T=1100\text{—}1200^{\circ}\text{C}$  и давлении воды 1—2 кбар. Использовался довольно широкий набор пород: дуниты, энстатиты, эклогиты, метаморфические сланцы, граниты, а также включения лерцолитов и вебстеритов из базальтов Минусы\*.

В опытах использовались два способа охлаждения:

1) закалка на воздухе или в воде, 2) охлаждение тиглей в печи со скоростью порядка нескольких градусов в минуту. В первом случае происходило стеклование расплава, во втором он кристаллизовался в виде породы со сферолитовой, дендритовидной или диабазовой структурой. Расплав всегда оказывался слабопузыристым. После охлаждения слитки распиливались и из них изготовлялись шлифы и полпрówki, которые изучались с помощью стандартных петрографических методик на микроанализаторе MS-46 и электронном микроскопе «Tesla BS-242». Опыты в бомбе высокого давления проводились также в алундовых ампулах, которые после закалки подвергались описанной выше процедуре. При постановке экспериментов и интерпретации их результатов нами учтены многочисленные работы петрографов [3, 9, 12, 14, 21 и др].

Для изученной группы магматических и метаморфических пород получены следующие результаты. В водосодержащих базальтовых расплавах при 1200°C и 2000 атм сохраняются лишь породы, состоящие из весьма тугоплавких фаз (энстатиты, дуниты). Клинопироксены, плагиоклазы и т. д. расплавляются полностью. При отсутствии в расплаве летучей фазы и нормальном давлении характер плавления пород заметно различен. В этом случае устанавливается три типа теплового воздействия базальтового расплава на глубинные породы: 1) полное расплавление в неперегретых базальтовых расплавах, 2) частичное плавление в неперегретых базальтовых расплавах, 3) полное отсутствие плавления в перегретых базальтовых расплавах. В перегретых базальтах при 1400°C без существенных изменений сохраняются лишь дуниты и энстатиты. Нами исследованы образцы биотит-хлоритовых, кварц-полевошпат-биотитовых, кордиерит-биотитовых гнейсовидных сланцев. Уже при 1150°C и весьма небольших временах (~ 1 ч) породы существенно изменяются.

На месте темноцветных компонентов псевдоморфно развивается магнетит, а плагиоклазы слегка оплавляются. Стекловидная фаза наблюдается главным образом в участках контакта темноцветов и плагиоклаза. Через 3 сут плагиоклазы иногда на 2/3 оплавляются, оставшаяся часть зерен мутнеет и распадается на мельчайшие участки. Кварц каким-либо изменениям не подвергается. Наиболее интенсивно процесс плавления протекает в области контакта с базальтовым расплавом. При 1250°C через 3 сут кристаллические сланцы за исключением магнетита расплавляются полностью. На месте включения после закалки остается лишь стекло светлого и бурого цвета, распределение этого стекла в **общих чертах** соответствует текстурному рисунку подвергшейся плавлению породы. Диффузионные ореолы при этом, судя по окраске стекол, **составляют** обычно не более сотых долей миллиметра.

Включения гранитов по характеру изменения **весьма** напоминают таковые кристаллических сланцев. При 1150°C в **участке** контакта с базальтовым расплавом наблюдается **слабое** плавление в стыках зерен или по трещинкам. Полевые шпаты мутнеют, при этом интенсивнее этот процесс происходит в калиевом полевом шпате, где встречаются иногда небольшие участки стекла. По трещинкам во включениях наблюдается

\* Образцы этих пород были любезно предоставлены нам В. А. Кутолиным, В. В. Велиским, Г. Н. Лепезиным, Н. В. Соболевым, Ю. Р. Васильевым.

проникновение базальтового расплава. При 1250°C после 3 сут на месте гранитного включения остаются лишь зерна кварца. При этом стекло имеет светлый цвет, лишь на месте листочков биотита сохраняются кристаллики магнетита, образуется бурое стекло.

Из изученной серии образцов наиболее быстро расплавляются эклогиты. Уже при 1000°C, когда в базальтовой пудре происходило лишь контактное плавление, включения эклогита, особенно рутил и гранат, подвергались заметному изменению. Зерна рутила окружаются каемками буроватого стекла и оплавляются сами. При этом здесь же появляются кристаллики магнетита. Заметно изменяется гранат. На месте его кристаллов псевдоморфно развивается магнетит, появляется бурое стекло. Кристаллы магнетита укрупняются, уменьшается содержание стекла к центру таких измененных зерен граната. Клинопироксен начинает дезинтегрироваться, приобретает „шагреневую“ поверхность, зерна мутнеют. При 1120°C рутил и гранат плавятся, на их месте остаются описанные агрегаты бурого стекла, магнетита и титаномагнетита. На границе зерен пироксена появляется также стекло. Полное расплавление эклогита происходит в интервале 1150—1200°C после 20 ч. Указанный тип изменения включений характерен для условий, когда плавление проходит при высоком парциальном давлении кислорода, что свойственно лавовым потокам.

Что же касается перидотов или вебстеритов, то лишь при  $T > 1200^\circ\text{C}$  в них можно наблюдать некоторое оплавление клинопироксенов по трещинкам и контактам зерен, а также по спайности. При 1300°C клинопироксен плавится примерно на 50%. Ортопироксен лишь слегка оплавляется. Появляется стекло на границе зерен шпинели и пироксенов. В дунитах при этих температурах наблюдается только опацификация.

Таким образом, эксперименты показали, что теоретический вывод о весьма существенной разнице времен плавления и растворения включений в базальтовом расплаве проверен. Обнаружено также очень слабое диффузионное «размывание» границ между расплавами разного состава.

#### К ВОПРОСУ О ФИКСАЦИИ ХАРАКТЕРА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ БАЗАЛЬТОВОГО РАСПЛАВА И ВКЛЮЧЕНИЯ

О характере взаимодействия включения и базальтового расплава можно судить обычно по наблюдаемым в породе структурным взаимоотношениям минералов, стекла и т. п. При этом их интерпретация производится на основе модельных представлений, вытекающих или из равновесной термодинамики силикатных систем, или из экспериментальных данных изучения систем, приближенно отвечающих равновесной кристаллизации. Для случая потоков базальтов, даек, экструзий такой подход затруднителен, так как кристаллизация может существенно отклоняться от равновесной, поэтому необходим учет кинетики затвердевания силикатных расплавов. Действительно, в ряде работ [3, 14] показано, что в зависимости от того, как возник (в смысле темпа и абсолютных температур нагревания) данный расплав при прочих равных условиях, характер его затвердевания во многом определяется именно тепловой предисторией (так называемая «кристаллизационная память» расплава). При этом скорость охлаждения расплава сказывается не только на структуре затвердевшего слитка, но и на его минералогическом составе. Тепловую предисторию системы «базальтовый расплав — включение» до момента их поступления к месту затвердевания при анализе взаимодействия можно учесть лишь косвенно. Условия охлаждения, продолжительность кристаллизации и т. п. могут быть воссозданы с учетом экспериментальных данных [1, 9, 21] и теории теплообмена при наличии фазовых превращений довольно полно. Так, обнаружено, что стеклование базальтового рас-

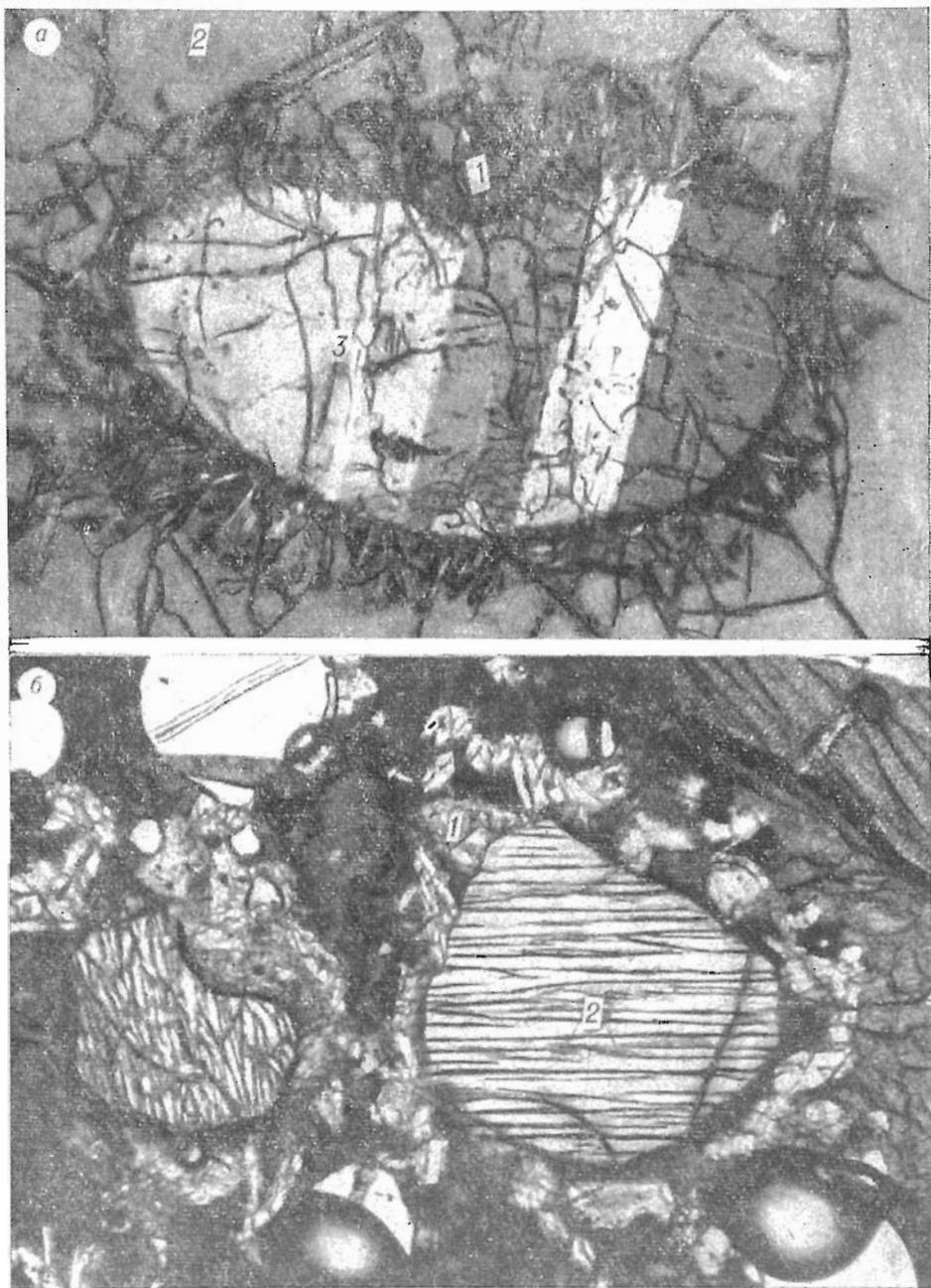
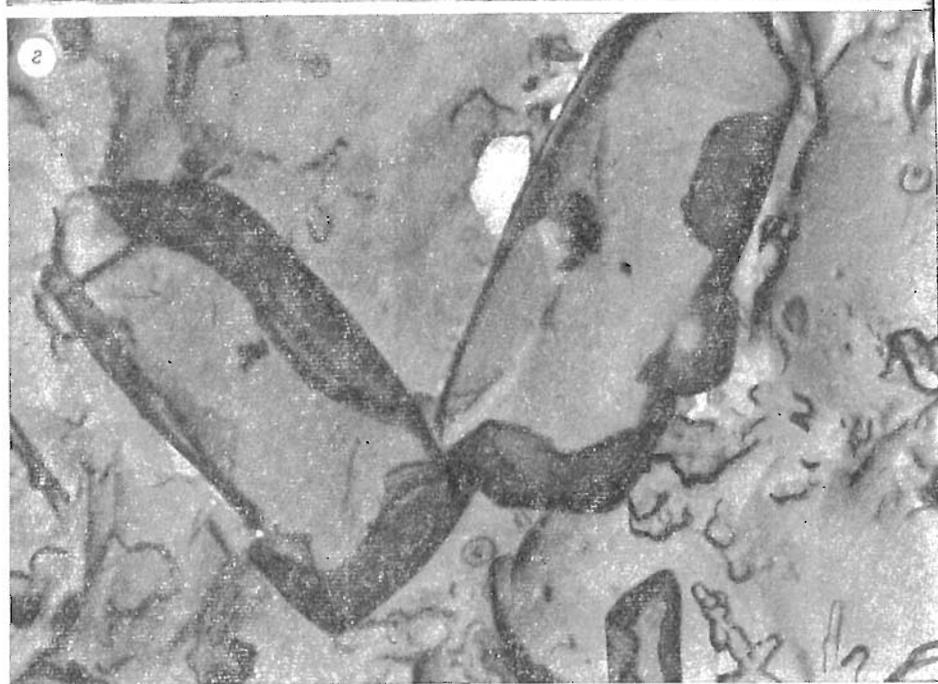
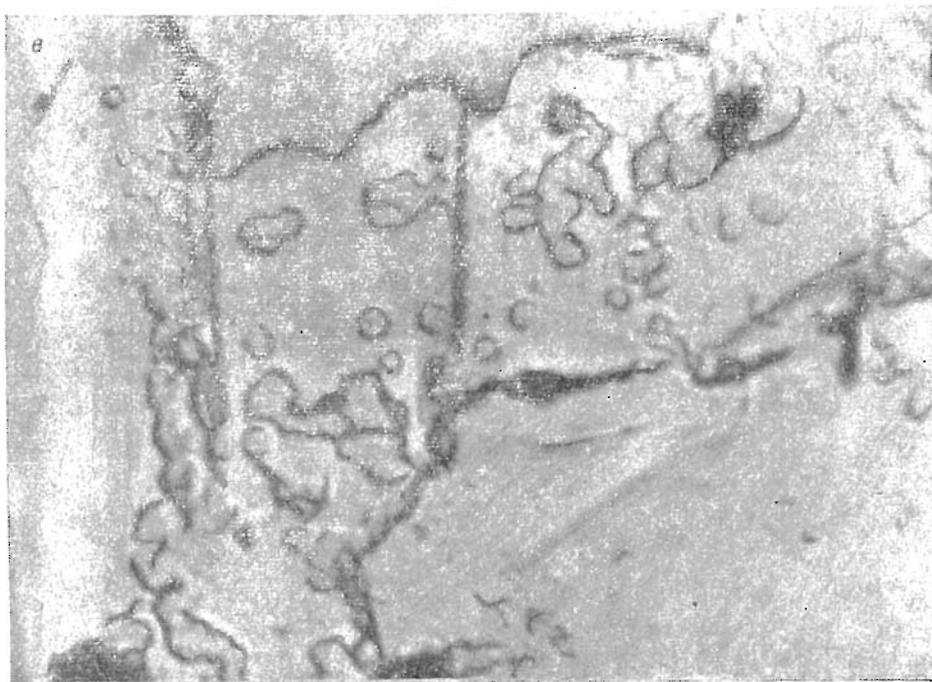


Рис. 2.

*a* — оторочка плагиоклазовых кристаллов (1) в стекле (2) у границы недоплавленного зерна основного пироксена (3); *б* — начальные моменты плавления зерна клиноцироксена. Угольная реплика. Ув.

плава происходит при темпах охлаждения порядка  $100\text{--}200^\circ\text{C}/\text{мин}$ . Полнокристаллические структуры в базальтовой породе образуются при определенной скорости охлаждения, когда изменение температуры в любой точке расплава меньше  $5\text{--}10^\circ\text{C}/\text{мин}$ . Следовательно, скорость охлаждения реальных базальтовых магматических тел указанных выше



го плагиоклаза (3); б — оторочка кристаллов клинопироксена (1), у недоплавленного зерна клино-4500; 2 — кристаллические фазы в стекле у границы включения. Угольная реплика. Ув. 4500.

размеров должна быть не ниже указанной величины. Поэтому обычно расплав на месте включения (при частичном или полном его расплавлении) в базальтовой магме при охлаждении частично или полностью должен переходить в минеральные фазы. Именно по этим фазам и стеклу, если оно сохраняется, и судят о характере взаимодействия включения и расплава.

При изучении взаимодействия включения и базальтового расплава описывают и обсуждают следующие морфологические и минералогические особенности [8, 16, 23, 26, 29, 30, 32, 33 и др.]: 1) на границе расплава и ксенолита имеются «реакционные» оторочки, 2) базальтовый расплав сечет включение в виде жиллок, 3) имеется «смешивание» или «несмешимость» базальтового расплава и расплава, возникающего за счет включения. Учитывая особенности кинетики затвердевания базальтовых расплавов [1, 3, 14, 15, 20, 21], а также результаты наших экспериментов, мы предлагаем иную интерпретацию этих соотношений с точки зрения условий переноса массы в расплаве, скорости затвердевания и «кристаллизационной памяти».

При отсутствии турбулентного перемешивания базальтовый расплав и расплавленное включение смешиваются практически со скоростями диффузии. Однако последние весьма невелики, а времена существования базальтовой жидкости довольно ограничены. В магматических телах небольших размеров при температурах, не превышающих ликвидуса (характерных для изливающихся лав), времена «размывания» границ между расплавами разного состава значительно больше времен затвердевания потока, дайки и т. п. Поэтому соотношения, описанные в [8, 31], к такого рода явлениям отнести можно. Обнаружено, что когда затвердевают расплавы различного состава, на месте расплава, сформировавшегося при плавлении эклогита, кристаллизуется порода, состоящая из клинопироксена с примесью основного плагиоклаза и небольшого количества магнетита. На месте вмещающего его расплава базальта образуется порода, сложенная орто- и клинопироксеном с высоким содержанием магнетита.

Формирование «реакционных» оторочек, по-видимому, нередко может быть связано с эпитаксиальным ростом или «кристаллизационной памятью». В [3, 14] показано, что при отсутствии больших перегревов расплава и наличии микроскопических остатков расплавленных фаз или их кристаллов при затвердевании из силикатной жидкости преимущественно кристаллизуются или фазы, структура которых весьма близка расплавленным, или наблюдаются явления эпитаксии. Таким образом, формируются «реакционные» оторочки из пироксена, плагиоклаза и т. д. На рис. 2, а показаны типичные оторочки из кристаллов плагиоклаза и клинопироксена, которые возникают на поверхности растворяющегося или плавящегося кристалла на контакте с базальтовым расплавом. Состав фаз в «реакционной» оторочке и кристаллах практически идентичен. При этом влияние «кристаллической подложки» при затвердевании базальтового расплава можно иногда проследить по некоторой ориентированности кристаллов и их величине на расстоянии до 1 мм. На рис. 2, б показана начальная стадия оплавления зерна пироксена. Характерно, что попытки обнаружить признаки диффузионного «размывания» границ между зернами клинопироксена и базальтового расплава после закалки не увенчались успехом, так как зерно всегда отделено от стекла хотя бы узкой зонкой эпитаксиального роста, а в самом стекле обнаруживаются следы продуктов кристаллизации (см. рис. 2, б). Вероятно, роль «реакционных» явлений между базальтовым расплавом и включениями не столько преувеличивается при формировании оторочки столбчатых кристаллов у границы включения и расплава. Это, скорее всего, проявления «кристаллизационной памяти» расплава в условиях неравновесной кристаллизации. Последнее обстоятельство достаточно полно освещено, например, в работах Г. А. Рашина [14, 15], но, к сожалению, пока мало учитывается петрологами при интерпретации взаимодействия расплава базальта и включений. В ряде случаев образуется тонко кристаллический агрегат на месте зерен клинопироксена того же минерала или жиллок базальта во включениях [8].

При медленном охлаждении из пироксенового расплава возникает базальтовая порода, и наоборот, при быстром охлаждении из расплава базаль-

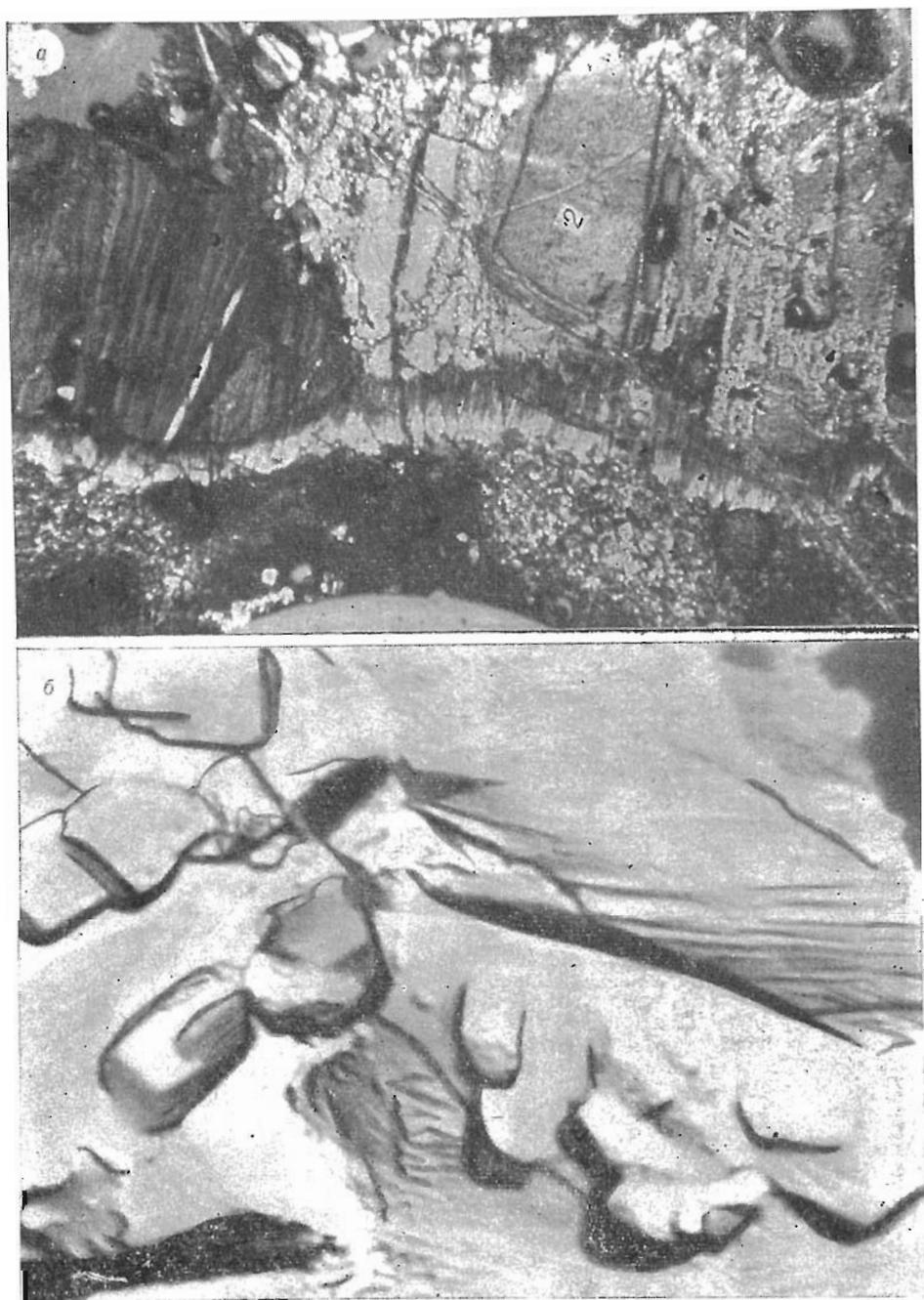


Рис. 3.

*a* — кристаллизация мелкозернистого клинопироксена (1) на месте расплава, возникшего в участках трещиноватости или спайности в монокристалле клинопироксена. У границы зерна имеется зона эпитаксиального роста столбчатых кристаллов клинопироксена (2); *б* — кристаллизация зародышей на поверхности слабоплавленного кристалла клинопироксена. Угольная реплика. Ув. 4500.

та может возникнуть клинопироксеновая порода. В опытах мы наблюдали следующие особенности процесса плавления крупных кристаллов клинопироксена. По трещинкам и спайности в них образуются расплавленные участки, которые при закалке фиксируются в виде жилок стекла. При медленном охлаждении на их месте возникает тонкозернистый клино-

пироксен, структура агрегата которого в общих чертах такая же, как и в клинопироксене, образующемся на месте базальтового расплава. При раскристаллизации всей массы создается впечатление (рис. 3) наличия механически «дезынтегрированных» зерен клинопироксена в затвердевшей массе расплава, хотя в тиглях емкостью 2—3 см<sup>3</sup> никакого «механического» перемешивания не фиксировалось.

Из всего изложенного вытекают следующие выводы.

1. Информативность ксенолитов в базальтовых расплавах определяется устойчивостью обломков пород к тепловому и химическому воздействию базальтового расплава.

2. Скорости растворения и плавления пород в силикатных расплавах различаются не менее, чем на 1—2 порядка.

3. Из основных и ультраосновных включений наименее устойчивы в базальтовых расплавах эглогиты.

4. При затвердевании магматических тел характер фиксации взаимодействия расплава и включений определяется гидродинамикой его потока и кинетикой затвердевания.

5. Морфологические черты возникающих фаз на границе расплав—включение существенно зависят от состава и структуры породы.

6. Масштабы ассимиляции базальтами ультраосновного материала невелики.

Авторы признательны В. А. Кутолину, В. В. Велинскому и Н. В. Ссболеву за обсуждение результатов работы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Быков Н. Н., Хан Б. Б. Исследование затвердевания и кристаллизации каменного литья в песчаных формах.— В кн.: Проблемы каменного литья. Киев, 1963.
2. Вейник А. Н. Теория затвердевания отливок. М., Машгиз, 1960.
3. Вольдан Я. Исследование плавления и кристаллизации горных пород типа базальта.— В кн.: Проблемы каменного литья. Киев, Изд-во АН УССР, 1963.
4. Денисов Е. П. Возможный состав верхней мантии по результатам изучения включений ультраосновных пород в базальтоидах.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968.
5. Езин О. А., Гельд П. В. Физико-химия пирометаллургических процессов. 1963.
6. Ковалев Г. Н. О некоторых количественных соотношениях в современном вулканическом процессе. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1971, 16 с.
7. Кудрявцев В. А., Меламед В. Г., Шарапов В. Н. Динамика температурного поля в ореоле внедренных интрузивов в случае протекания нескольких метаморфических реакций.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 4, с. 112—126.
8. Кутолин В. А. Роль ассимиляции мантии в петрогенезисе базальтов.— «Геол. и геофиз.» 1970, № 7, с. 53—59.
9. Леонтьева А. А. Плавленные базальты, их свойства и применение.— В кн.: Труды ИГиН АН СССР. Вып. 86. М., 1950.
10. Лыков А. В. Теория теплопроводности. М., «Высшая школа», 1967. с. 592.
11. Лучицкий И. В. Палеовулканология. т. I, II, М., «Наука», 1971. 480 с., 383 с.
12. Пеликан А. Плавленные камни. М., ГНТИ, 1959. 288 с.
13. Персиков Э. С. Экспериментальное исследование вязкости водонасыщенного гранитного расплава при высоких температурах и давлениях. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1972. 17 с.
14. Рашин Г. А. О зависимости минерального состава и структуры каменного литья от условий их образования.— В кн.: Проблемы каменного литья. Киев, 1963.
15. Рашин Г. А. Гетероморфизм и неравновесные состояния минералообразования при кристаллизации базальтовых расплавов.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1963, № 9, с. 18—33.
16. Сахно В. Г., Денисов Е. П. К вопросу о происхождении включений ультраосновных пород в базальтах юга Дальнего Востока.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1963, № 8, с. 43—55.
17. Соу С. Гидродинамика многофазных систем. М., «Мир», 1971, с. 526.
18. Справочник по физическим константам пород и минералов. М., «Мир», 1969, 543 с.
19. Франк-Каменский Д. А. Диффузия и теплопередача в химической кинетике руд. М.—Л., АН СССР, 1947. 367 с.
20. Хан Б. Б., Быков Н. Н. Затвердевание и кристаллизация каменного литья. 1963.
21. Челлищев Ф. Н. О кристаллизации базальтового расплава в «сухой» системе и под давлением паров воды.— «Докл. АН СССР», 1965, Т. 161, № 6, с. 1419—1442.

# ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ФИЗИЧЕСКОГО И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ

*А. Л. Павлов, В. И. Молчанов*

## ИЗУЧЕНИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ БОКСИТООБРАЗОВАНИЯ

В последнее время в связи с возросшим интересом геологов и геохимиков к решению обширной группы вопросов спомощью привлечения таких важных параметров системы, как кислотность — щелочность (рН) и окислительно-восстановительный потенциал (Еh), представляется возможным конкретизировать многие вопросы бокситообразования на четкой физико-химической основе.

Принципиальной схемой наших исследований послужила теория бокситообразования А. Д. Архангельского, К. К. Зеленова, А. В. Пейве и др.

Экспериментальная проверка результатов, полученных с использованием расчетных методов физико-химического анализа равновесных минеральных систем, осуществляемая с помощью средств и методов механохимической активации исходного твердого вещества посредством сверхтонкого измельчения, подтвердила принятые нами положения. Следует отметить, что именно механохимическая активация вещества посредством сверхтонкого измельчения дает возможность изучать в лабораторных условиях вероятные пути протекания природных процессов. Механические силы, прилагаемые к веществу во время измельчения, вызывают глубокие изменения его кристаллической структуры (вплоть до полной аморфизации), повышают растворимость его в водных растворах, увеличивают химическую активность твердых реагентов. Причинами повышения химической активности веществ при их измельчении следует считать явления, возникающие в результате разрыва сплошности с образованием свежей поверхности, а именно: возникновение некомпенсированных химических связей, отрыв свободных радикалов, локальное повышение температуры, экзоэлектронные и фотохимические явления, увеличение поверхностной энергии, изменение энергии кристаллической решетки и т. д.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ БОКСИТОВ

Анализируя возможные пути образования бокситовых залежей, генетические схемы которых приведены в большом количестве в геологической литературе, следует прежде всего обратить внимание на физико-химическую сторону вопроса миграции и отложения интересующих нас элементов в трех случаях:

1. При формировании латеритных кор выветривания;
2. При формировании кислых окислительных растворов в приповерхностных условиях (например, при окислении сульфидов), способствующих выщелачиванию алюминия, железа и титана с их последующей транспортировкой и отложением в виде окислов, гидроокислов и силикатов при повышении щелочности среды (например, при нейтрализации этих растворов карбонатными минералами).

3. При выщелачивании алюминия, железа и титана из продуктов вулканической деятельности кислыми окислительными водами в приповерх-

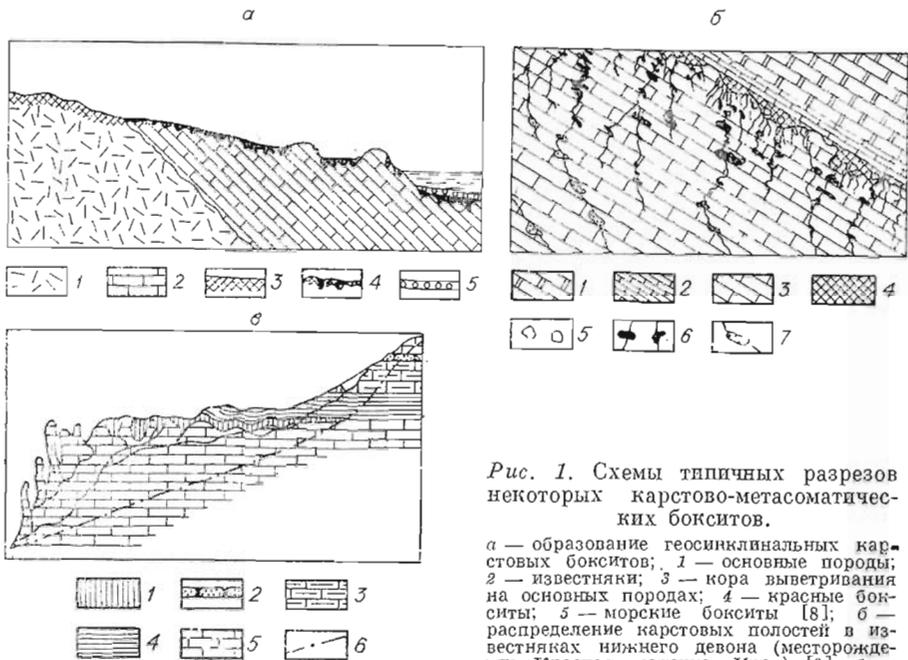


Рис. 1. Схемы типичных разрезов некоторых карстово-метасоматических бокситов.

а — образование геосинклинальных карстовых бокситов; 1 — основные породы; 2 — известняки; 3 — кора выветривания на основных породах; 4 — красные бокситы; 5 — морские бокситы [8]; б — распределение карстовых полостей в известняках нижнего девона (месторождение Красная шапочка, Урал) [9]; 1 — известняки белые и розовые, эйфельский ярус; 2 — известняки афировые черные, битуминозные, эйфельский ярус; 3 — известняки белые и розовые петропавловской свиты; 4 — поверхностные карстовые полости, выполненные бокситом; 5 — подрудная брекчия — куски известняка в боксите; 6 — трещины и закрытые карстовые полости, выполненные бокситом в бокситоподобных породах; 7 — то же, выполненные песчаником; в — развитие карста в среднем течении р. Маи [32]; 1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — венд, полумская свита; 3—5 — рифей; 3, 4 — лахандская свита (3 — вторая, 4 — первая подсвиты); 5 — ципанфенская свита; 6 — подошва надмерзлотных вод. Гиббсит отлагается в карстовых воронках (в ципанфенской свите) за счет выщелачивания надмерзлотными водами глинисто-гидрогетитовых сланцев.

ностных условиях и последующем отложении окислов и гидроокислов алюминия, железа и титана при росте рН среды и изменении Eh.

Не вдаваясь в детальный разбор геологического материала и генетических схем формирования бокситовых залежей, часть из которых иллюстрируется рис. 1 и 2, хотелось бы отметить ряд специфических обстоятельств, хорошо известных исследователям. На схемах рис. 1 отчетливо видна приуроченность бокситовых залежей к карбонатным толщам. При этом намечается не только пассивное наложение рудных тел на известняки, но и метасоматическое развитие бокситов по карбонатному субстрату. А. Д. Архангельский и А. Е. Ферсман считали, что областями питания для них служат участки, сложенные алюмосиликатными породами, среди которых иногда присутствуют сульфидные минералы, способствующие развитию зоны окисления. Именно формирование зоны окисления, в пределах которой воды обладают высокой окислительной способностью и высокой кислотностью (см., например, [11]), как известно, благоприятствует интенсификации процессов разложения алюмосиликатных пород и селективному выщелачиванию целого ряда рудных и нерудных компонентов. Карбонатный материал служит своего рода щелочной средой, нейтрализующей кислые окислительные воды поверхностных водотоков зоны окисления.

Коры выветривания, в пределах которых формируются залежи латеритов и бокситов, также следовало бы относить к продуктам зоны окисления, в пределах которой господствуют кислые окислительные воды в приповерхностных условиях. На рис. 2 представлен один из типичных разрезов плато с бокситом, анализ которого позволяет считать, что лишь в условиях повышенной аэрации подземных вод кислородом воздуха,



Нельзя сказать, что такие исследования ранее не проводились. А. Д. Архангельский совместно с Н. В. Соловьевым провел двухлетние опыты по выщелачиванию отдельных компонентов из порошков гранита, порфирита, змеевика и каолина дистиллированной водой, насыщенной углекислотой. Опыты \* показали некоторые возможные пути накопления кремнезема и выноса глинозема, но не рассеяли сомнений в возможности разделения глинозема и кремнезема в гипергенных процессах [8, 9].

В целом следует подчеркнуть, что задача экспериментальных исследований сводится сейчас к поискам условий селективного выщелачивания алюминия, железа, кремния и титана и условий их отдельного (или совместного) осаждения при низких температурах и давлении. В этом отношении механохимическая активизация исходных веществ посредством тонкого измельчения дает возможность значительно ускорить протекание в лабораторных условиях многих термодинамически обоснованных процессов с целью экспериментальной проверки целой серии положений, что в свою очередь позволяет получить конкретные результаты не только при изучении генезиса бокситов, но и некоторых сторон и технологии глиноземного производства.

Возможности применения результатов геологических исследований по бокситообразованию к решению задач по технологии глиноземного производства возникли из сопоставления объектов исследований по главным вопросам геологии и технологии:

1. Как геология бокситов, так и технология глиноземного производства имеют один и тот же объект исследования — тонкодисперсную минеральную систему, главнейшими компонентами которой являются вода, кремнезем, глинозем и окислы железа. Анализ равновесий указанной системы в условиях изменений рН от высокой кислотности до высокой щелочности определяет первейшую задачу и геологических, и технологических исследований. Геологические исследования, направленные на изучение природных условий бокситообразования, могут одновременно являться основанием для разработки и совершенствования технологических схем переработки глиноземного сырья.

2. Важнейший для геологов вопрос генезиса бокситов — поиски источника глинозема в природном процессе бокситообразования — в технологическом аспекте оборачивается задачей расширения минерально-сырьевой базы глиноземного производства за счет извлечения глинозема из «нетрадиционного» сырья: нефелиновых сиенитов, сынныритов, корундовых пород, золы и т. п. Изучение природных механизмов «вскрытия» минералов «нетрадиционного» сырья и закономерностей естественной дифференциации минерального вещества позволяет наметить некоторые пути совершенствования технологии глиноземного производства, основанного на бокситовом сырье.

3. Далее, главным вопросом происхождения бокситов, и технологии глиноземного производства является вопрос о физико-химических условиях разложения минералов, приводящих к образованию свободного глинозема. Физико-химические параметры процесса, обеспечивающие избирательное выщелачивание кремнезема, позволяют, с одной стороны, объяснить происхождение кор выветривания, а с другой — разработать методы повышения кремневого модуля низкосортного сырья. Напротив, условия селективного выщелачивания глинозема позволяют: во-первых, познать природные закономерности миграции  $Al_2O_3$  и накопления бокситов, а во-вторых, — предложить наиболее оптимальные технологические варианты по извлечению глинозема из руд.

4. Важная геологическая задача об условиях изменения минерало-

---

\* Кроме опытов А. Д. Архангельского, известны обстоятельные исследования процесса выщелачивания, проведенные И. И. Гинзбургом [13, 14].

гического состава бокситов и их литогенеза сливается с задачей промышленного освоения низкосортных руд.

5. Наконец, закономерности природных процессов, протекающих в тонкодисперсных минеральных системах, могут быть применены к решению частных технологических задач глиноземного производства.

Нами экспериментально исследовались закономерности деструкции некоторых минеральных веществ, активированных посредством тонкого измельчения.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

**Механохимическая деструкция алюмосиликатов.** Алюмосиликаты являются самой распространенной формой природных соединений и входят в состав как магматических, так и осадочных пород. Эксперименты по превращению алюмосиликатов магматических пород при их измельчении в водной среде имитируют природный процесс переработки горных масс в водоемах, приближая нас к познанию закономерностей природной механохимической дифференциации компонентов горных пород в гипергенезе.

Установлено, что диспергируемые алюмосиликаты могут гидратироваться, терять отдельные составляющие обычно в последовательности щелочи — полуторные окислы — кремнезем и переходить в другие минеральные образования.

В качестве примера рассмотрим изменение нефелина при его тонком диспергировании в воде и соляной и лимонной кислотах. В табл. 1 представлены результаты анализа фильтратов, полученных после отделения диспергированных проб нефелина [16]. Нефелин при диспергировании в кислотах заметно теряет глинозем и щелочи. Потери этих компонентов влекут за собой перестройку кристаллической структуры исходного минерала.

Замечено, что лимонная кислота вызывает более глубокие изменения нефелина как при диспергировании, так и при кипячении. Соляно- и ли-

Таблица 1

Анализы исходной воды и фильтров, полученных после измельчения нефелина, [16]

Анализируемый материал	рН	Ен, мВ	Удельная электропроводность	Содержание компонентов, г/л (в пересчете на окислы)								
				SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Σ	
Исходная вода . . . . .	6,52	+208	3,11 · 10 <sup>-6</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	0,001
Фильтрат после отделения диспергированного нефелина . . . . .	11,43	+229	7,98 · 10 <sup>-4</sup>	0,20	0,02	0,028	Сл.	0,002	0,174	0,0135		0,44
Фильтрат после отделения нефелина, диспергированного в соляной кислоте . . . . .	1,10	+708	1 · 10 <sup>-3</sup>	1,80		15,60	0,34	0,146	2,03	0,816		20,77
Фильтрат после отделения нефелина, диспергированного в лимонной кислоте . . . . .	6,27	+299	9 · 10 <sup>-3</sup>	0,80	6,00	11,00	0,32	0,092	2,07	0,78		21,00

Примечание. Высокое содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в растворе при измельчении в кислотах обусловлено растворением железа барабанов и шаров планетарной мельницы.

№ п/п	d, Å	Пирит эталонный (по Михееву)	Пирит исх.	Пирит после 8 ч. выдержи в р-ре NaCl + KMnO <sub>4</sub>	Результаты опытов с измельчением пирита						Магнетит, полученный измельчением стальных опилок	Магнетит эталонный (по Михееву)	d, Å	№ п/п
					в 1%-ном растворе NaCl		в растворе NaCl + KMnO <sub>4</sub>		последовательность изменения пирита при измельчении в р-ре 1% NaCl + 1% NaNO <sub>3</sub>					
					40 мин без смены раствора	св сменной раствора через каждые 10 мин	без смены раствора	св сменной раствора	20 мин	30 мин				
				опыт 52/1	опыт 2/1	опыт 51/2	опыт 2/3	опыт 53/1-1	опыт 53/1-2	опыт 53/1-3	опыт 137			
15	3,133													15
16	3,100													16
17														17
18	2,968													18
19	2,720													19
20	2,701													20
21	2,640													21
22														22
23	2,530													23
24	2,455													24
25	2,417													25
26	2,363													26
27	2,325													27
28	2,205													28
29	2,138													29
30	2,09													30
31	1,955													31
32	1,908													32
33	1,860													33
34	1,780													34
35	1,710													35
36	1,629													36
37	1,610													37
38	1,560													38
39	1,498													39
40	1,480													40
41	1,444													41
42	1,325													42
43	1,277													43
44	1,239													44
45	1,208													45
46	1,179													46
47	1,153													47
48	1,119													48
49	1,103													49
50	1,091													50
51	1,047													51
52	1,040													52
53	1,028													53
54	1,009													54
55	0,990													55

моннокислотные вытяжки из нефелина при его тонком диспергировании характеризуются высокой минерализацией (до 21 г/л) и соответственно высокой электропроводностью.

**Взаимодействие тонкодисперсных сульфидов с водой.** Выше были рассмотрены представления А. Е. Ферсмана о роли серной кислоты в природном процессе выщелачивания глинозема в предположении, что серная кислота образуется при окислении сульфидов в водной среде. В связи с этим представляли интерес исследования взаимодействия тонкодисперсных сульфидов с водой. (Следует заметить, что эксперименты по окислению сульфидов водой ранее никем не проводились). Посредством тонкого диспергирования природных сульфидов в воде установлено, что окислительно-восстановительные реакции протекают как во время измельчения, так и после него при выдержке в комнатных условиях. Конечными продуктами реакций являются свободный водород и сульфат-(или сульфит)-ион, а входящий в состав сульфида металл либо восстанавливается до «самородного», либо образует сульфат, либо выходит в виде окисла, соединяясь с кислородом воды (рис. 3, табл. 2).

В табл. 2 представлены результаты отдельных опытов по окислению сульфидов в водной среде в широком диапазоне значений рН. При измельчении в щелочной среде деструкция сульфида происходит с образованием сульфид-иона и только в дальнейшем под действием атмосферного кислорода образуется сульфат-ион. При измельчении сульфидов в среде сильного окислителя ( $\text{FeCl}_3$ ) возникает «самородная» среда. Измельченная в любой среде киноварь на воздухе окисляется до «самородной» ртути, измельченный галенит на фильтре—до платтнерита ( $\text{PbO}_2$ ). Во всех случаях (кроме как с киноварью) сразу после измельчения фиксируется присутствие ионов  $\text{SO}_3^{2-}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ , причем количество последнего быстро возрастает под влиянием атмосферного кислорода. Есть основания предполагать, что окисление сульфидной серы до сульфатной протекает стадийно: при измельчении в воде образуется  $\text{SO}_2$ , растворение которого в воде дает сернистую кислоту; на второй стадии окисления под влиянием атмосферного кислорода образуются серный ангидрит и серная кислота.

Данные опытов по совместному измельчению алюмосиликатов с пиритом в аэрируемой водной среде (аналоговая модель зоны окисления сульфидсодержащих глинистых сланцев) позволяют думать об особой роли сернистого ангидрита в деструкции алюмосиликатов и выносе глинозема в кислой среде. К этому же выводу приводят нас полевые наблюдения, проведенные в кратере вулкана Малый Семячик (Камчатка). Состав кислых вод кратерного озера вулкана Малый Семячик характеризуется данными, приведенными в табл. 3 вместе с опубликованными ранее К. К. Зеленовым [17, 18] данными по водам других вулканических областей.

Прежде, чем анализировать табличные данные, следует отметить, что формирование минерального состава вулканических вод происходит во время окисления сульфидной серы и образования ионов  $\text{SO}_3^{2-}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$  из  $\text{S}^{2-}$ . По-видимому, с этим связана своеобразная специфика действия образующейся кислоты на горные породы, так как обработка тех же горных пород «готовой» серной кислотой не приводит к аналогичным результатам (см. табл. 3 и 4).

Сопоставляя данные табл. 3 и 4, следует отметить, что «готовая» серная кислота извлекает в 3—10 раз больше кремнезема, чем глинозема,

Рис. 3. Результаты рентгеноструктурного анализа продуктов тонкого диспергирования пирита в водных растворах.

Линии пирита (1), магнетита (2), неидентифицированные линии (3); длина столбиков пропорциональна интенсивности линии в десятибалльной системе.

Режим съемки: Со — антикатод,  $\lambda = 1,7889 \text{ \AA}$ ,  $I = 10 \text{ мА}$ ,  $V = 40 \text{ кВ}$ , экспозиция—8—10 ч,  $D_{\text{кам}} = 57,3 \text{ мм}$ ,  $D_{\text{обр}} = 0,25 \text{ мм}$ ; излучение отфильтровано.

Результаты исследования окисления сульфидов в водной среде

№ опыта	Измельчаемые материалы и их навески	Жидкая среда	Время измельчения, мин	Содержание водорода в газе, %	рН среды после измельчения	Пробы на		Характеристика остатка после измельчения
						SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	
M 204	Пирит, 5 г .	Вода дист.	60	5,65	5,6	0,0074	0,032	Магнетит
M 5 г	Пирит, 5 г, и кальцит, 5 г	»	45	37,0	8	+	++	»
M 6 г	Пирит, 5 г, и магнезит, 5 г	»	45	32,7	8	+	++	»
M 516	Пирит, 5 г	0,1 N р-р КОН	30	0,038	7	Нет	Нет	Не опр.
M 53.	Халькопирит, 5 г	Вода дист.	30	0,285	6,5	—	Сл.	»
M 513/11	То же, через 11 дней	»	—	0,85	5	+	+++	»
M 513/150	То же, через 150 дней	»	30	0,285	6,5	—	Сл.	»
M 531	Халькопирит, 5 г	р-р FeCl <sub>3</sub> .	30	0,237	5	—	+	Самородная сера
M 531/4	То же, через 4 дня	»	—	0,25	5,5	—	+	Не опр.
M 304	Галенит, 5 г	Вода дист.	45	5,0	—	—	+	Остаток быстро окисляется на фильтре, превращаясь в темно-бурый порошок
M 511	»	»	30	0,445	5	Сл.	+	»
M 511/11	То же, через 11 дней	»	—	0,01	5	»	+	»
M 523	Галенит, 5 г, кальцит, 3 г	Вода дист.	30	0,368	8	»	+	»
M 517	Галенит, 5 г	0,1 N р-р КОН	30	0,167	8	Нет	Нет	»
M 529	Сфалерит, 5г »	Р-р FeCl <sub>3</sub>	30	2,09	5	Сл.	+	Самородная сера
M 529/4	То же, через 4 дня	»	»	2,08	5	»	+	»
M 303	Сфалерит, 5 г	Вода дист.	45	7,2	5	»	+	»
M 512	»	»	30	1,41	5	»	+	Не опр.
M 518	»	0,1 N р-р КОН	30	0,224	8	Нет	Нет	»
M 524	» кальцит, 3 г	Вода дист.	30	1,26	8	Сл.	+	»
M 530	Сфалерит, 5 г	Р-р FeCl <sub>3</sub>	30	0,264	5	»	+	Самородная сера
M 301	Киноварь, 5 г	Вода	45	2,7	5	»	Сл.	Металлическая ртуть
M 508	»	»	30	0,033	6	»	»	»
M 508/11	То же, через 11 дней	»	—	0,016	7	»	»	»
M 526	Киноварь, 5 г	Р-р FeCl <sub>3</sub>	30	0,033	5	»	»	Самородная сера
M 526/4	То же, через 4 дня	»	—	0,01	6	»	»	Металлическая ртуть
M 514	Киноварь, 5 г	0,1 N р-р КОН	30	0,018	9	Нет	Нет	»
M 520	» кальцит, 3 г	Вода дист.	30	0,025	8	Сл.	Сл	»

Состав вод современных вулканических областей [17, 18, 30], мг/л

Ион	р. Юрьеза после впадения руч. Горячего	Вулкан Кава-Инджен		Вулкан Малый Семячик. Кратерное озеро
		источники в кратере	кратерное озеро	
H <sup>+</sup>	40,4	53,77	1044,00	448
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0,8	—	—	0,1
Na <sup>+</sup>	101,0	147,81	1100,00	407
K <sup>+</sup>	64,1	239,02	1051,25	98
Mg <sup>2+</sup>	41,7	122,85	698,87	426
Ca <sup>2+</sup>	194,5	539,59	888,14	838
Mn <sup>2+</sup>	22,0	—	—	20
Fe <sup>2+</sup>	Сл.	—	1496,54	1140
Fe <sup>3+</sup>	135,6	303,82	361,47	66
Al <sup>3+</sup>	367,9	1258,46	4913,12	1430
Ti <sup>4+</sup>	Не обн.	4,88	23,42	6,9
Σ	968,0	2670,20	11576,81	4875
Cl <sup>-</sup>	1134,7	445,32	20561,41	9975
F <sup>-</sup>	3,0	—	—	—
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	3669,7	10464,00	60223,02	11249
HSO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	—	2662,65	—	13408
Σ	4807,4	13571,97	80784,43	34622
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> (SiO <sub>2</sub> )	171,6 —	— (171,00)	— (72,0)	— 1406,6
H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub>	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	—	—	—
H <sub>3</sub> AlSiO <sub>3</sub>	2,4	—	—	—
pH	1,53	1,67	0,02	0,7
T°, C	21	90—100	40—50	70

в то время как «образующаяся» серная кислота в 3—70 раз больше извлекает алюминия, чем кремнекислоты. Аналогичная селективность извлечения глинозема зафиксирована М. Н. Яковлевой [34], изучавшей минерализацию вод зон окисления сульфидных месторождений. Изложенные материалы, вполне естественно, ориентируют на изучение стадийности окисления сульфидов в водной среде в поисках специфических условий селективного выщелачивания глинозема.

**Механическая деструкция железистых алюмосиликатов.** Окислы железа в виде магнетита, гематита и гетита, как правило, входят в состав глиноземных руд. Если исходить из представлений об образовании бокситов в результате переработки магматических горных пород в гипергенезе, то поведение железистых алюмосиликатов при их тонком измельчении представляет особый интерес. Исследование взаимодействия воды с тонкодисперсным минеральным веществом, обогащенным закисным железом, предпринято нами [23] с целью определения генерации водорода в процессе формирования осадочных пород. Данный вопрос в геологической литературе не обсуждался ранее. Изучение поведения алюмосиликатных соединений железа при взаимодействии с водой и измельчении имеет прямое отношение к вопросу о генезисе бокситов, осадочных руд желе-

Опыты по обработке различными растворами серо-зеленых руд Боксона после их тонкого измельчения и активации

№ пробы	Условия подготовки	Фаза	% извлечен в раствор и оставшихся в твердой фазе основных окислов руды																
			18 % HCl, 90°C	10 % HCl, 90°C	20 % NaOH, 90°C	20 % H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> , 90°C	70 % H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> , 90°C	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			
11-1	Измельчение до 11 мм в стержневой мельнице Активация на М-3 15 мин всухую	Ж	0,22	40,48	100,0	20,00	40,09	101,3	12,88	4,16	0,26	13,99	44,50	98,50	0,43	—	—		
Тв		91,08	60,18	3,44	75,02	58,25	4,54	87,25	87,60	87,25	94,65	79,38	57,75	4,05	94,99	50,00	2,32		
Ж		9,40	55,0	95,50	3,96	56,01	97,48	53,63	32,04	53,63	32,04	0,14	25,19	43,99	79,00	1,68	54,65	90,80	
11-3	То же, в воде	Тв	85,40	48,70	2,98	88,50	48,65	7,59	54,48	73,02	95,10	63,25	49,30	4,95	80,99	48,00	1,69	48,00	
Ж		6,70	52,10	100,0	22,01	48,01	96,03	39,98	22,31	39,98	0,10	35,05	47,99	89,92	Не обн.	48,86	93,51	48,86	
11-4	Измельчение до —0,1 мм в фарфоровой мельнице Активация на М-3 20 мин всухую	Ж	93,80	51,90	4,34	76,05	47,49	5,51	60,06	69,30	85,60	60,06	69,30	85,60	92,49	46,75	1,68	46,75	
Тв		6,19	44,11	92,37	1,28	37,0	105,05	26,03	7,32	0,26	36,05	38,95	38,95	97,76	Не обн.	39,40	94,51	39,40	
Ж		88,57	60,67	4,05	91,09	56,75	9,14	80,50	84,30	80,50	84,30	94,60	59,20	57,80	3,91	94,15	51,75	3,86	51,75
11-5	То же, самоизмельчение	Тв	4,24	43,98	87,22	15,90	44,58	104,0	30,40	30,40	0,30	27,65	—	—	1,36	39,50	83,01	39,50	
Ж		92,82	51,87	4,16	76,45	51,90	7,46	77,63	87,10	77,63	87,10	102,0	49,75	5,82	92,25	58,75	20,03	58,75	
11-6	То же, самоизмельчение	Ж	6,53	34,40	98,06	14,62	33,63	95,02	24,61	24,61	5,96	0,51	38,15	36,89	99,9	Не обн.	35,79	92,45	35,79
Тв		82,95	55,90	3,95	76,04	55,07	9,81	85,00	90,50	85,00	90,50	100,5	44,70	2,69	95,45	57,75	4,19	57,75	

Примечания: 1. В проведенных опытах принимали участие Т. С. Юсупов и Е. А. Кириллова, 2. Сумма измельченного и оставшегося железа, как правило, превышает 100%, так как железо натирается вследствие износа стенок барабанов и мелющих тел.

за и др. Эксперименты показали, что магматогенные минералы и горные породы, обогащенные закисным железом, в тонкодисперсном состоянии реагируют с водой, вытесняя водород. В результате реакций железистых алюмосиликатов с водой образуется магнетит, причем повышение щелочности среды способствует этому процессу. На основании данных проведенных опытов определены физико-химические условия образования магнетита в тонкодисперсных минеральных системах, использованные в целях совершенствования технологии глиноземного производства и при анализе геологических данных, характеризующих бокситообразование.

Анализируя поведение железистых алюмосиликатов при их диспергировании, нетрудно видеть, что происходит и выщелачивание двух- и трехвалентного железа при обработке горных пород и минералов в кислой среде. В табл. 4 показано, что обработка горных пород серной и особенно соляной кислотой приводит к полному обезжелезиванию твердого остатка. Железо в водном растворе способно к миграции и выпадает из раствора при изменении рН. Среди вновь образованных железистых минералов наибольшего внимания заслуживает шамотит (приближенная формула  $Fe_4Al[Si_3AlO_{10}][OH]_6 \cdot nH_2O$  и непостоянный химический состав, %: FeO от 34,3 до 42, 3; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 0 до 6; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 13 до 20,1; SiO<sub>2</sub> от 28,8 до 29). Данный минерал, судя по составу и оолитовой форме стяжений с концентрически-зональным строением, образуется при выпадении из раствора. Уместно предположить, что механохимическая деструкция в

кислой среде алюмосиликатов магматического генезиса создает условия для выщелачивания железа, алюминия и кремния в пропорциях, соответствующих составу шамозита, и нейтрализация такого кислого раствора обеспечивает их соосаждение. Результаты глубокого изучения условий выщелачивания отдельных компонентов горных пород и условий образования шамозита можно рассматривать как ключ к расшифровке условий бокситообразования, так как шамозитовые железные руды зачастую переходят в бокситы и, вообще, шамозит — обычный минерал бокситов, не затронутых выветриванием.

### ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ПРОЦЕССОВ БОКСИТООБРАЗОВАНИЯ

Для расшифровки физико-химических условий бокситообразования нам представляется весьма перспективным теоретический анализ равновесий в системе  $H_2O - Fe - Al - Si - Ti$  с использованием электрохимических диаграмм М. Пурбэ [35], часть из которых представлена в [31]. Диаграмма в координатах Eh — pH (рис. 4), отстроенная авторами по уравнениям Пурбэ, позволяет ответить на ряд вопросов, имеющих принципиально важное значение при изучении процессов бокситообразования.

Прежде всего, бросается в глаза то обстоятельство, что в пределах поля устойчивости воды в зависимости от pH и Eh даже без учета влияния различных лигандов ( $Cl^-$ ,  $F^-$ ,  $SO_4^{2-}$  и т. д.) достаточно четко намечаются три поля устойчивости соединений железа, алюминия, титана и кремния, которые характеризуют; во-первых, миграцию элементов в условиях заметной кислотности среды при широком интервале значений Eh системы, во-вторых, выщелачивание элементов в условиях заметной щелочности среды при широком интервале значений Eh системы, в-третьих, поле фиксации алюминия, железа, кремния и титана, характеризующееся умеренными значениями pH при широком интервале значений Eh системы, что предопределяет гидролиз растворимых соединений этих металлов и их осаждение в виде окислов и гидроокислов.

Сопоставляя полученные данные с хорошо известными данными по pH и Eh вод в приповерхностных условиях (например, почвенных и болотных вод, вод зон окисления сульфидных месторождений и вулканических вод, производящих интенсивное выщелачивание петрогенных и рудных элементов из вмещающих пород) [11, 17, 18, 24], нетрудно установить, что в природных приповерхностных условиях разложение различных пород и вынос (выщелачивание) интересующих нас элементов происходят предпочтительнее всего кислыми окислительными водами

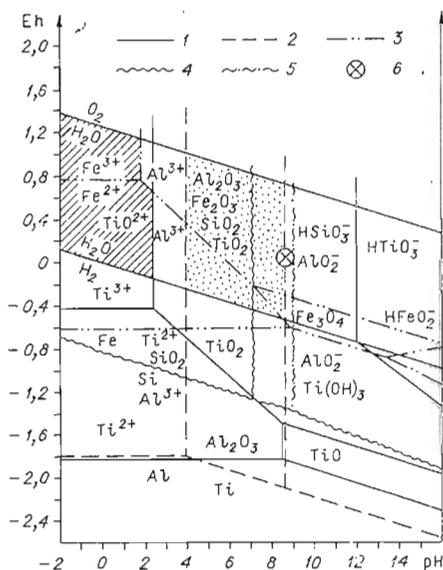


Рис. 4. Соотношения устойчивости между некоторыми соединениями титана (1), алюминия (2), железа (3) и кремния (4) в воде при 25°C и 1 атм общего давления при активности растворенных компонентов  $10^{-6}$  моль/л.

Линией 5 показано равновесное соотношение  $SiO_2/HSiO_3^-$  при активности растворенной кремниевой кислоты  $10^{-1}$  моль/л [36]. Точками показано поле устойчивости  $Al_2O_3$ . Заптриховано поле растворимых соединений алюминия, железа и титана. Значком 6 на диаграмме характеризуется величина pH и Eh водной суспензии чистого природного мрамора. Битуминозные мраморы и известняки отличаются более низкими отрицательными величинами Eh суспензий.

различного генезиса. Кислые окислительные воды являются наиболее агрессивными по отношению к силикатным и алюмосиликатным породам, и в этих водах достаточно свободно осуществляется миграция железа, алюминия и титана в виде  $Fe^{2+}$  (или  $Fe^{2+}$  в зависимости от Eh растворов),  $Al^{3+}$ ,  $TiO^{2+}$  и  $Ti^{3+}$ . В условиях повышающейся щелочности и относительной восстановительности среды гидролиз этих ионов и ионизированных соединений достаточно четко предопределяет соосаждение этих элементов в виде окислов и гидроокислов. Причины роста щелочности среды, как нам представляется, следует искать как в смешении кислых окислительных вод зоны выщелачивания с водами морских бассейнов, так и в процессе нейтрализации кислых вод породами карбонатных толщ (см. рис. 4). По-видимому, подобное объяснение генезиса бокситовых залежей следует признать достаточно правомерным для большой группы месторождений, ряд разрезов которых приведен на рис. 1.

Для доказательства вероятности протекания процессов бокситообразования по описанной схеме остановимся на разборе некоторых равновесных соотношений в системе  $H_2O - Al - Fe - Si$ , используя уравнения М. Пурбэ и дополнив их серией термохимических расчетов. Сводная диаграмма соотношения устойчивости между некоторыми соединениями алюминия, железа и кремния в воде при  $25^\circ C$  и 1 атм общего давления с учетом некоторых специфических особенностей этих элементов приведена на рис. 5.

Поле устойчивости воды на диаграмме ограничивается линиями, которые отстроены согласно следующим уравнениям:

$$Eh = 0,0 - 0,06 \text{ рН} - 0,03 \lg P_{H_2} \quad (\text{нижняя граница при } P_{H_2} = 1 \text{ атм}); \quad (1)$$

$$Eh = 1,23 - 0,06 \text{ рН} - 0,015 \lg P_{O_2} \quad (\text{верхняя граница при } P_{O_2} = 1 \text{ атм}). \quad (2)$$

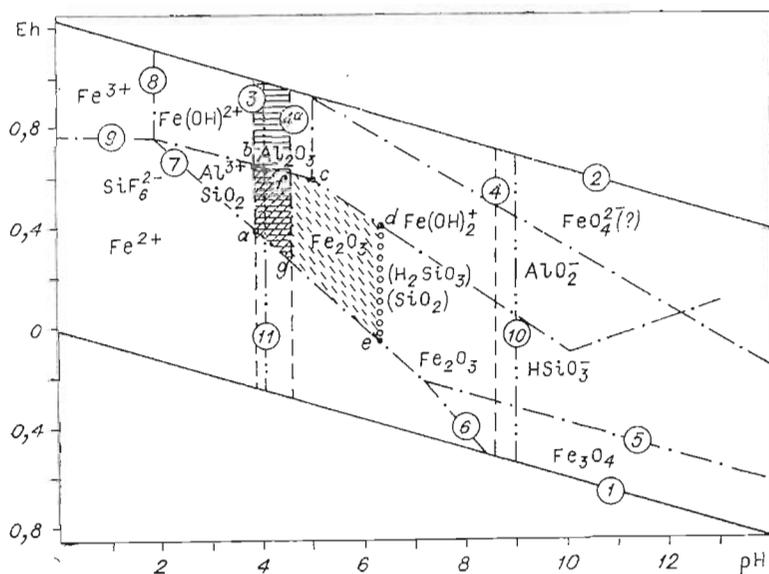


Рис. 5. Совмещенная диаграмма соотношения устойчивости между некоторыми соединениями алюминия, железа и кремния в воде при  $25^\circ C$  и 1 атм общего давления.

*a b c d e* — поле возможного сосуществования парагенетической ассоциации минералов, слагающих бокситовые руды; *a f g* — область существования бокситовых руд с максимально высокими содержаниями  $Al_2O_3$ . Цифрами обозначены линии равновесия, отвечающие соответствующим уравнениям в тексте. Усл. об. см. на рис. 4.

Поля устойчивости  $Al_2O_3$  очерчены на диаграмме согласно реакциям:



для которых уравнения равновесия принимают вид:

$$pH = 1,9 - 1/3 \lg a_{Al^{3+}}; \quad (3)$$

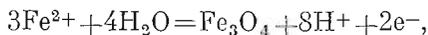
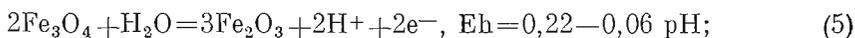
$$pH = 14,6 + \lg a_{AlO_2^-}. \quad (4)$$

Полагая, что активность компонентов в растворе менее  $10^{-6}$  моль/л не имеет реального смысла, находим  $pH_{(3)}=3,9$  и  $pH_{(4)}=8,6$ . В случае, когда при гидролизе  $AlO_2^-$  образуется  $Al(OH)_3$ , а не  $Al_2O_3$ , уравнение равновесия запишется так:

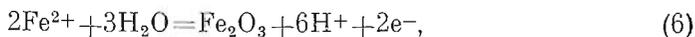
$$pH = 10,64 + \lg a_{AlO_2^-}. \quad (4a)$$

Отсюда  $pH_{(4a)}=4,64$ .

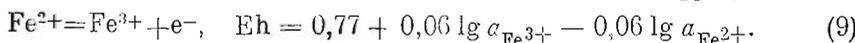
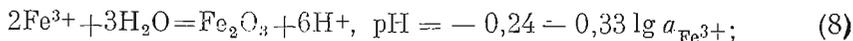
Поведение железа и поля устойчивости соединений железа могут быть проанализированы по следующим реакциям и соответствующим им уравнениям:



$$Eh = 0,98 - 0,24 pH - 0,09 \lg a_{Fe^{2+}};$$



$$Eh = 0,73 - 0,18 pH - 0,06 \lg a_{Fe^{2+}}; \quad (7)$$



Подставив в уравнения величину минимальной активности ионов двух- и трехвалентного железа ( $10^{-6}$  моль/л), отстраиваем поля устойчивости соединений железа.

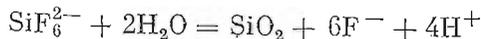
На диаграмме  $Eh - pH$ , приведенной в работе Пурбэ [36], поле устойчивости свободной кремниевой кислоты  $SiO_2$  ограничивается лишь со стороны высоких значений  $pH$  для случая равенства активностей  $H_2SiO_3$  и  $HSiO_3^-$ . В более общем виде уравнение таково:

$$pH = 10 + \lg a_{HSiO_3^-}. \quad (10)$$

Отсюда следует, что при снижении  $pH$  от 9,0 до 4,0 происходит достаточно резкое снижение активностей иона  $HSiO_3^-$ , что и обуславливает осаждение  $SiO_2$ . При минимальной активности  $HSiO_3^-$  (равной  $10^{-6}$ )

$$pH = 4,0. \quad (11)$$

Судя по этой цифре в условиях повышенной кислотности кремниевая кислота теряет способность к миграции. Однако при наличии в системе такого комплексообразователя, как  $F^-$ , кремний приобретает заметную подвижность в кислых растворах и его осаждение при гидролизе  $SiF_6^{2-}$  при средней активности комплексообразователя  $F^-$ , равной  $10^{-3}$  моль/л, согласно реакции



и соответствующему ей уравнению

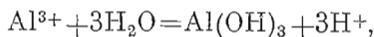
$$pH = 6,8 + 1,5 \lg a_{F^-} - 0,25 \lg a_{SiF_6^{2-}}, \quad (12)$$

происходит полностью лишь при росте  $pH$  среды до 4,3.

Анализ отстроенной диаграммы Eh — pH для Al, Fe и Si показывает, что поля устойчивости SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> располагаются преимущественно в той части диаграммы, которая ограничена по pH в пределах 3,8—4,6, т. е. среда, pH которой близка к 4,0, является наиболее благоприятной для осаждения алюминия и железа независимо от того, в кислых или в щелочных растворах происходила миграция этих элементов.

Более того, анализ диаграммы показывает, что лишь в условиях повышенной кислотности при наличии (это прежде всего касается кремния) фтора как комплексообразователя возможна миграция и алюминия, и железа, и кремния в виде таких соединений, которые легко гидролизуются с образованием SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> даже при незначительном изменении pH среды. Более резкое изменение pH способствует интенсификации процессов гидролиза. К примеру, pH среды, возникающая при растворении CaCO<sub>3</sub> в воде, согласно данным Р. М. Гаррелса [12], достигает величины 8,4. В связи с этим на карбонатном субстрате, с одной стороны, весьма охотно происходит осаждение алюминия, железа и кремния в виде окислов; с другой — повышенная кислотность растворов, транспортирующих железо и алюминий, способствует разъеданию карбонатного субстрата.

Однако не всегда происходит гидролиз ионов алюминия согласно реакции (3). На первых этапах образуется, пожалуй, гидроокись алюминия по реакции



для которой

$$\text{pH} = 3,22 - 1/3 \lg a_{\text{Al}^{3+}}.$$

При  $a_{\text{Al}^{3+}} = 10^{-6}$  pH=5,22.

Отсюда следует, что гидролиз ионов алюминия может протекать при заметных величинах pH. Дальнейшее повышение pH благоприятствует не осаждению Al(OH)<sub>3</sub>, а появлению в системе AlO<sub>2</sub><sup>-</sup>, устойчивость которого с ростом pH возрастает.

Возвращаясь к анализу поведения железа, следует отметить, что при повышенной окислительности системы появляется возможность миграции железа в форме Fe(OH)<sub>2</sub><sup>+</sup> и Fe(OH)<sub>2</sub><sup>+</sup>, которые легко переходят в окислительную форму Fe(OH)<sub>3</sub> с ростом восстановительности системы. Данное обстоятельство позволяет и сверху достаточно четко ограничить поле сосуществования всех трех окислов: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и SiO<sub>2</sub>.

Таким образом, миграция всех элементов в условиях, характеризующихся высоким окислительным потенциалом, возможна как в кислых, так и в щелочных растворах.

Однако в условиях, когда формируются коры выветривания и вулканические воды зоны окисления, господствующими будут все же кислые растворы, которые, кстати сказать, являются более агрессивными по отношению к тем породам, которые подвергаются разрушению.

В зонах, характеризующихся более высокими значениями pH и более низкими Eh, растворы, содержащие прежде всего алюминий и железо, охотно подвергаются гидролизу, что приводит к отложению Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Господствующая часть кремнекислоты должна оставаться на месте при извлечении окислов железа и алюминия из пород, содержащих кремний.

В зонах выветривания трудно ожидать высокой щелочности растворов, поэтому механизм образования совместных залежей Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и SiO<sub>2</sub> из щелочных растворов для зоны окисления нами не рассматривается.

Как известно, в состав бокситов могут входить также минералы группы каолинита, железистые хлориты и др. Как показали предыдущие исследования [25], образование каолинита возможно при росте pH от 1,8 до 4,2,

а железистых хлоритов — от  $pH=6,3$  и выше. В связи с этим, по-видимому, следовало бы несколько расширить поле возможного сосуществования минералов, слагающих бокситовые руды до линии  $pH=6,3$  (дополнительное поле показано редкой штриховкой), ибо и в пределах этого поля  $Fe_2O_3$ ,  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$  еще достаточно устойчивы.

Возрастание восстановительности системы на общем фоне роста щелочности среды предопределяет возможность формирования железистых алюмосиликатов, значительно усложняющих состав собственно бокситовых руд. При этом, как показывают расчеты, формирование шамозитовых руд должно протекать в условиях заметной кислотности. Возрастание  $pH$  лишь интенсифицирует процессы рудоотложения. Действительно, если принять во внимание, что величина свободной энергии шамозита состава  $Fe_4Al[Si_3AlO_{10}][OH]_6 \cdot nH_2O$  близка к  $-1449,2$  ккал/моль, то согласно реакции  $4Fe^{2+} + 2Al^{3+} + 3SiO_2 + 10H_2O = Fe_4Al[Si_3AlO_{10}][OH]_6 + 14H^+$  уравнение функциональной зависимости  $pH$  минералообразования принимает следующий вид:

$$pH = 0,11 - 0,26 \lg a_{Fe^{3+}} - 0,14 \lg a_{Al^{3+}} \quad (13)$$

Отсюда следует, что снижение активности ионов железа и алюминия при синтезе шамозита от  $10^{-1}$  до  $10^{-6}$  моль/л происходит уже при росте  $pH$  от 0,54 до 2,9. В данном случае величина  $pH=2,9$  характеризует нижнюю границу поля устойчивости шамозита. Дальнейший рост  $pH$  растворов (среды) лишь благоприятно сказывается на устойчивости шамозита.

Таким образом, являясь особой фацией силикатных руд алюминия и железа, шамозитовые руды должны формироваться в условиях недостатка кислорода (повышенная восстановительность среды) в довольно широком интервале значений  $pH$ .

В целом же следует отметить, что процессы бокситообразования по физико-химическим условиям практически полностью соответствуют условиям формирования зон окисления различных месторождений, в том числе и сульфидных.

Следует особо подчеркнуть что поле *abfg* на рис. 5 характеризует область, в пределах которой созданы условия для отложения максимально чистого боксита (максимально высокое содержание  $Al_2O_3$ ). Отсутствие фтора в зонах выветривания является положительным фактором. В этом случае кислые растворы, содержащие  $Fe^{3+}$  и  $Al^{3+}$ , при росте  $pH$ , как и при хроматографическом разделении, сбрасывают сначала железо в виде  $Fe_2O_3$ , а затем уже  $Al_2O_3$ , что и обуславливает чистоту осадков.

В заключение следует отметить, что, по-видимому, определенную роль в бокситообразовании играют не только неорганические кислоты, но и органические.

Рассмотренные по диаграмме условия бокситообразования предпочтительнее всего могут складываться в неглубоких водоемах (вероятно, ограниченного размера) типа лагун, озер или болот, характеризующихся поступлением кислых растворов, несущих полуторные окислы ( $Al_2O_3$  и  $Fe_2O_3$ ). Необходимым условием осаждения боксита является уменьшение кислотности раствора, что может быть обусловлено его нейтрализацией во взаимодействии с ложем водоема. Именно этим следует объяснить характерную особенность залежей метасоматически-осадочных бокситов: они всегда лежат на закарстованном известняке, сохраняя в то же время субаквальные признаки.

Вытекающие из анализа диаграммы представления о формах миграции алюминия и железа в гипергенезе и об условиях формирования залежей бокситов достаточно хорошо согласуются с высказываниями А. Е. Ферсмана, соответствуют основным положениям теории А. Д. Архангельского и находят подтверждение в наблюдениях К. К. Зеленова. Приведенные выше экспериментальные данные о высокой активности ор-

танических кислот во взаимодействии с горными породами, показанной на примере разложения нефелина, подчеркивают известную роль растительного мира в процессах природного бокситообразования. Роль органических кислот, по-видимому, состоит в интенсификации процессов разложения исходных пород и выноса полуторных окислов в водоем.

Литогенез бокситовой залежи, судя по приведенной диаграмме, выражается в постепенном увеличении щелочности и восстановительности системы, а также в дегидратации минералов, что обуславливает соответствующее изменение минерального состава боксита. Повышение щелочности и восстановительного потенциала стимулирует переход первичных окислов железа в магнетит.

Дегидратация в большей степени проявляется на алюмосодержащих минералах. Гидраргиллит ( $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ ) — типичный продукт гипергенных изменений нефелина и основных полевых шпатов — образуется при выпадении из истинного раствора вследствие его нейтрализации щелочью и является обычным минералом первичного осадка.

Бемит ( $Al_2O_3 \cdot H_2O$ ) также относится к числу первичных минералов боксита, но его образование связано с раскристаллизацией коллоидного раствора (или, скорее, осадка).

Указанные первичные минералы боксита в процессе литогенеза трансформируются в диаспор ( $HAIO_2$ ), обладающий большей плотностью и меньшим содержанием воды.

Метаморфизм бокситов приводит к образованию безводной окиси алюминия — корунда ( $Al_2O_3$ ).

#### ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ, ВЫТЕКАЮЩИЕ ИЗ АНАЛИЗА ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ БОКСИТООБРАЗОВАНИЯ

Рассматривая приведенную диаграмму в технологическом аспекте, следует заострить внимание на принципиальных основах построения рациональных схем переработки бокситов:

1. В подражание природе, рационально воспользоваться разложением алюмосиликатов в кислотах. Целесообразность такой обработки нефелина, полевых шпатов, амфиболов и хлоритов показана в экспериментах. На основе кислотного разложения глинистых минералов построена технология получения глинозема на одном из заводов в ПНР.

Разделение глинозема и кремнезема в кислой области обусловлено большей подвижностью глинозема, но в частном случае (при участии комплексообразователей) наблюдается обратная зависимость: кремнезем более подвижен, чем глинозем. С этим частным случаем связаны своеобразные ассоциации бокситов с яшмами, которые являются продолжением бокситовой залежи; обладая большей подвижностью, кремнезем уходил в центральные части водоема и там отлагался. Этим можно воспользоваться для предварительного обескремнивания низкосортных бокситов.

На приведенной диаграмме отражен только один вариант разделения окислов алюминия и кремния на основе фтора как комплексообразователя. Способность кремния к комплексообразованию используется даже в экстракционных методах разделения, например, на основе кремне-молибденового комплекса [5]. Молибденовая кислота или какой-нибудь другой комплексообразователь не может исключаться из рассмотрения теоретических схем разделения кремнезема и глинозема в природе и в технологии.

2. На представленной диаграмме можно проанализировать условия обезжелезивания боксита. Имеются два способа удаления железа: кислотный и щелочной. Первый является как бы обратным шагом по пути образования боксита: вернуть систему в состояние, которое предшествовало выпадению боксита в осадок, а затем создать условия для раздельного

осаждения окислов железа и глинозема. Второй способ является как бы дальнейшим шагом по пути преобразования первичного осадка. Первичная форма осаждения железа — гидраты его окислов, которые в дальнейшем превращаются в гематит, гетит или магнетит в зависимости от условий литогенеза осадка. Смысл второго способа состоит в том, чтобы, вернув осадок в первичное (гидратированное) состояние посредством тонкого измельчения в воде, резко повысить щелочность системы с целью осаждения железа в форме магнетита.

И тот и другой способ обезжелезивания боксита испытан нами на рудах месторождения Боксон, которые являются низкосортными, труднообогатимыми. Вероятно, себестоимость глинозема, полученного из них, выше средней. В целях снижения стоимости на основе комплексного освоения руд следует искать метод попутного получения высококачественного железорудного концентрата. Результаты обработки тонко измельченных руд Боксона кислотами и щелочами представлены в табл. 4. Обработка тонко измельченных боксонских руд 20- и 70%-ной серной кислотой позволяет практически нацело перевести железо в раствор, но одновременно растворяется от 1/4 до 1/3 глинозема. Дальнейшее выделение глинозема, а затем утилизация сернокислых солей железа требуют усовершенствования способа.

Щелочной способ переработки боксонских руд состоял опять-таки из тонкого измельчения и обработки щелочами с добавкой соли двухвалентного железа при нагревании до 70—100°C или в автоклаве до 150°. Полученный в результате такой обработки магнетит затем удаляется посредством магнитной сепарации. Щелочной способ переработки боксонских руд, по предварительным данным, кажется более перспективным по следующим причинам: полученный продукт представляет ценное сырье для черной металлургии, и вопрос об его утилизации не стоит. В щелочных условиях в раствор переходит до 70% кремнезема и только 10—15% глинозема, что означает значительное повышение кремневого модуля руд, поступающих в дальнейшую переработку на предмет получения глинозема. Переработка обескремненных руд Боксона также не представляет проблемы.

Так, из теоретического анализа равновесий системы вода—глинозем—кремнезем — окислы железа вытекают рациональные схемы технологии.

3. Приведенные выше рассуждения об источнике минерального вещества природного бокситообразования позволяют обсудить некоторые потенциальные источники глинозема для алюминиевой промышленности. Непрерывно растущие потребности алюминиевой промышленности заставляют искать новые виды сырья для производства глинозема. Сравнительно недавно в сферу промышленного освоения вовлечены нефелиновые сиениты; последние годы характеризуются интенсивными поисками способов получения глинозема из глин.

Геологические исследования закономерностей деструкции природных алюмосиликатов, направленные на изучение происхождения бокситов, могут быть повернуты в направлении поисков новых видов глиноземного сырья. Знакомство с геологическими материалами позволяет выделить сыныриты как наиболее перспективное сырье для производства глинозема и калийных солей. Сынырский массив щелочных пород специфического состава расположен в Северном Прибайкалье и занимает площадь более 600 км<sup>2</sup>. Интрузия приурочена к осадочным и осадочно-вулканогенным отложениям протерозоя и кембрия.

К наиболее распространенным минералам сыныритов следует отнести псевдолейцит, кальсилит, нефелин, полевой шпат, пироксен и др. Нами [15] исследовалась проба пород, химический состав которых следующий (вес. %).

H <sub>2</sub> O	П.п.п.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	MnO	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Σ
0,12	1,51	56,42	21,13	0,99	1,29	0,87	0,37	0,07	0,50	0,13	15,90	0,87	100,08

Влияние тонкого измельчения на растворимость сынырыта в воде

Проба	Извлечение, % от исходного						
	SiO <sub>2</sub>	MnO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O
Не подвергнутая тонкому измельчению . . . . .	0,11	3,44	—	—	4,45	2,79	0,75
После тонкого измельчения . . . . .	0,15	24,91	—	2,82	32,00	49,72	2,29

Высокое содержание калия наряду со значительным количеством глинозема позволяет рассматривать сынырыты как комплексное сырье и исследовать возможность получения нескольких продуктов. Уникальный химический и минералогический состав, а также огромные запасы данных пород позволяют ставить вопрос о разработке специальной технологии выделения ценных компонентов из сынырытов. В проведенной серии экспериментов исследовалась возможность извлечения калия и глинозема на основе механохимической деструкции горной породы, состав которой приведен выше. Влияние тонкого измельчения на растворимость отдельных компонентов в воде представлено в табл. 5.

Как видно из приведенных данных, механохимическая активация путем сухого измельчения материала на мельнице М-3 в течение 30 мин существенно повышает растворимость породы и вынос в раствор калия, кальция, железа и марганца. Растворимость кремнезема почти не изменилась, а глинозем в растворе не обнаружен.

В следующей серии опытов с измельчением на мельнице ЭИ-2×150 в течение 15 мин изучалось извлечение отдельных компонентов в кислотах и щелочах. Результаты опытов, представленные табл. 6, показывают, что кислая среда наиболее благоприятна для разложения сынырыта. Эксперимент по измельчению сынырыта с кальцитом проведен с учетом имеющихся сведений об интенсификации извлечения калия из полевых шпатов путем предварительного спекания их с кальцитом [4]. В этой серии опытов не удалось достичь высокой степени извлечения калия и глинозема в раствор.

В последней серии опытов (табл. 7) за счет интенсификации механохимической активации и применения растворителей более высокой концентрации достигнуты более высокие показатели. Максимальные степени извлечения K<sub>2</sub>O доведены до 34,9%, а глинозема — до 49,0%. Нет сомнения, что посредством тонкого измельчения и более жестких условий экстракции (например, с применением автоклавного выщелачивания) степень извлечения полезных компонентов сынырытов может быть доведена до уровня, позволяющего говорить о перспективах разработки промышленной технологии.

4. Изучение механохимической деструкции минералов позволяет обсудить некоторые вопросы выделения свободного глинозема и снижения стоимости производства глинозема.

Таблица 6

Извлечение некоторых компонентов сынырыта после измельчения на мельнице ЭИ-2х150

Среда экстракции	Т:Ж	Извлечение, % от исходного		
		K <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>
Дистиллированная вода pH-6,1 . . . . .	1 : 20	2,64	0,95	4,82
Раствор фосфорной кислоты pH-1,9 . . . . .	1 : 20	11,95	12,20	6,10
Уксусная кислота pH-2,8 . . . . .	1 : 20	11,75	12,50	4,96
Раствор аммиака pH-10,6 . . . . .	1 : 20	2,00	—	0,10
Измельчение сынырыта с кальцитом (3 : 1), экстракция в растворе аммиака pH-10,6 . . . . .	1 : 15	3,17	—	—

Извлечение некоторых компонентов сынырита после измельчения в мельнице М-3

Проба	Среда растворения	Извлечение, % от исходного		
		K <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>
Не подвергнутая тошкору измельчению . . . . .	20%-ный р-р H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	17,6	14,5	3,7
	40%-ный р-р NaOH	0,06	13,6	13,3
	7%-ный р-р H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub>	21,8	27,3	8,1
	20%-ный р-р H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	34,8	27,1	8,8
	15%-ный р-р NaOH	27,0	27,5	23,0
Тонко измельченный сыны- рит . . . . .	40%-ный р-р NaOH	0,22	0,3	38,3
	20%-ный р-р H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	18,1	22,9	6,1
	15%-ный р-р HCl	19,6	49,6	12,8
Сынырит, измельченный с кальцитом . . . . .				

Проведенные ранее исследования по деструкции алюмосиликатов в процессе тонкого диспергирования показывают, что в мельнице имитируется природный процесс переработки минерального вещества в гипергенезе. Проявление деструкции показано на примере нефелина и сынырита.

В технологическом аспекте проведенные исследования позволяют наметить пути совершенствования технологии «трудно вскрываемых» (например, диаспоровых) бокситов. Если тонкое измельчение вызывает аморфизацию и гидратацию кварца или касситерита, которые становятся заметно растворимы в воде и водных растворах, то вполне естественно полагать, что тонкое измельчение диаспора будет способствовать повышению и его растворимости. Экспериментальное исследование этого вопроса, проведенное на образцах трудно вскрываемых бокситов, подтвердило высказанное предположение. В результате механохимической активации веществ существенно снижаются параметры процесса выщелачивания глинозема и увеличивается его выход.

Проведенные исследования позволяют надеяться, что аналогичный эффект увеличения выхода глинозема будет получен при механохимической активации золы и других «нетрадиционных» источников глинозема.

Исследования в области вскрываемости высокоглиноземистых минералов, основанные на методах механохимической активации, позволяют ставить задачу освоения низкосортных руд.

Из всего изложенного материала следуют выводы:

1. Схема бокситообразования А. Д. Архангельского, развитая А. В. Пейве и А. Л. Яншиным и подкрепленная полевыми наблюдениями К. К. Зеленова, основана на представлениях о миграции алюминия и железа в кислых растворах, причем источником глинозема являются магматические породы, а процесс их деструкции и выщелачивания ускоряется либо вулканической деятельностью, либо продуктами жизнедеятельности.

2. Данная схема принята нами в качестве рабочей гипотезы. Расчетным путем и экспериментально исследовались условия выщелачивания алюминия, железа, титана и кремния и условия осаждения бокситов. В целях ускорения процессов деструкции магматических пород и выщелачивания породообразующих окислов широко использовались средства механохимической активации.

3. Как установлено опытами, диспергируемые алюмосиликаты магматического генезиса гидратируются, теряют отдельные компоненты обычно в последовательности щелочи — полуторные окислы — кремнезем, и наконец, переходят в новые устойчивые минеральные формы, стремясь в пределе к распаду на индивидуальные окислы.

4. Диспергируемые в условиях аэрации кислородом воздуха сульфиды дают сульфат-ион, способствующий кислотному выщелачиванию породообразующих компонентов.

5. Расчет электрохимических равновесий в водной системе показывает, что наиболее благоприятные условия для разложения горных пород и выщелачивания алюминия, железа и титана складываются в среде кислых окислительных вод, образование которых в природе может быть обусловлено или вулканической деятельностью, или окислением сульфидных руд, или почвенно-биологическими процессами.

6. Кислые воды являются благоприятной средой для селективного выщелачивания и миграции ионов алюминия и железа. Примером таких вод в природе могут служить вулканические воды кратерных озер Камчатки и Индонезии, содержащие до 5 г/л алюминия и менее 0,2 г/л кремнезема.

7. Частным случаем более высокой миграционной способности кремния в кислой среде является рассмотренный пример, когда кремний мигрирует в виде комплексного иона.

8. Осаждение мигрирующих бокситообразующих элементов происходит в результате нейтрализации кислого раствора при его взаимодействии с минералами карбонатных толщ.

9. Наиболее благоприятные условия образования «чистых» бокситов определяются интервалом  $3,8 < \text{pH} < 4,6$ , но судя по природным ассоциациям минералов бокситовых залежей, указанный интервал расширяется:  $3,8 < \text{pH} < 6,3$ .

10. Особого внимания заслуживают условия образования шамозита ( $2,9 < \text{pH} < 6,3$ ), так как шамозитовые фации обычно переходят в бокситовые залежи или железные руды.

11. Результаты исследований условий образования бокситов могут использоваться в технологии глиноземного производства, так как сущность природного бокситообразования совпадает с целью технологического цикла: и в том и в другом случае требуется отделить окисел алюминия от сопутствующих окислов железа, кремния и титана.

12. Чтобы приблизиться к природным условиям, для некоторых объектов (например, глин) целесообразно применение кислотной деструкции исходного сырья и последующее разделение окислов по схеме природного образования боксита.

13. Для обезжелезивания бокситов можно предположить две схемы: кислотную и щелочную. По второй схеме образуется магнетит, отделение которого проще, а ценность выше. Одновременно с удалением железа удаляется и большая часть кремнезема, что также является положительной стороной предлагаемого способа.

14. Исходя из представлений об источнике глинозема в природном процессе бокситообразования, намечаются интересные перспективы использования для получения глинозема нетрадиционного сырья, например, сыныритов — интрузивных пород Прибайкалья.

15. Использование средств механохимической активации минералов позволяет наметить новые пути вскрытия минералов нетрадиционного глиноземного сырья: корунда, каменноугольной золы, глин, глинистых сланцев, сынырита и т. п.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Арренпус С. Химия и современная жизнь. М.—Л., изд-е «Земля и Фабрика», 1925, 510 с.
2. Архангельский А. Д. К вопросу об условиях образования бокситов.— «Бюлл. МОИП», 1933, № 4, с. 405—434.
3. Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис.— В кн.: Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
4. Архангельский А. Д. О происхождении бокситов и поисков новых их месторождений.— В кн.: Бокситы. Т. 1. Ч. 1. М.—Л., ОНТИ, 1937.
5. Бабко А. К., Каравеккий Ю. Ф., Голковская А. Экстракционно-фотометрическое определение кремния в виде соединений кремне-молибденового комплекса с кристаллическим фиолетовым.— «РЖХ», 1966, т. 2, № 6, с. 1091—1097.

6. Безруков П. Л., Яншин А. Л. Отложения и месторождения алюминиевых руд в Примугоджарских степях.— В кн.: Бокситы. Т. 1. Ч. 1. М., ОНТИ, 1937.
7. Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958. 488 с.
8. Бушинский Г. И. Теория А. Д. Архангельского о генезисе бокситов в свете современных данных.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 83—91.
9. Бушинский Г. И. Карст, содержащий бокситоносные отложения.— В кн.: Типы карста СССР. М., 1965, с. 140.
10. Бушинский Г. И. Успехи изучения генезиса бокситов за последние 10 лет (1955—1965).— В кн.: Генезис бокситов. М., «Наука», 1966, с. 5—29.
11. Гаррелс Р. М. Минеральные виды как функция рН и окислительно-восстановительных потенциалов, особенно в зонах окисления и вторичного обогащения сульфидных минералов.— В кн.: Термодинамика геохимических процессов. М., ИЛ, 1960, с. 245—266.
12. Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1968, 368 с.
13. Гинзбург И. И., Яшина Р. С. Экспериментальные исследования в области выветривания. М., Изд-во АН СССР, 1962, 87 с.
14. Гинзбург И. И., Яшина Р. С., Матвеева Л. А. Разложение некоторых минералов органическими кислотами.— В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 209—305.
15. Голосов С. И., Молчанов В. И., Юсупов Т. С., Кприлова Е. А. Влияние сверхтонкого измельчения на растворимость некоторых компонентов сыпхрита.— В кн.: Механохимические явления при сверхтонком измельчении. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 103—109.
16. Гусев Г. М., Кларовский В. М., Ковалева Л. Т., Рылов Г. М. Об изменении нефелина в процессе сверхтонкого измельчения.— В кн.: Механохимические явления при сверхтонком измельчении. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 62—78.
17. Зеленев К. К. Вынос растворенного алюминия термальными водами Курпильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бокситов.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1960, № 3, с. 57—71.
18. Зеленев К. К. Алюминий и титан в кратерном озере Кава Иден (Индонезия).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», № 5, с. 32—45.
19. Крамбейн В., Гаррелс Р. М. Происхождение и классификация химических осадков в зависимости от рН и окислительно-восстановительных потенциалов.— В кн.: Термодинамика геохимических процессов. М., ИЛ, 1960, с. 73—120.
20. Кузнецов С. И., Деревянкин В. А. Физическая химия производства глинозема по способу Байера. М., Металлургиздат, 1964. с. 352.
21. Лайнер А. И. Производство глинозема. М., Металлургиздат, 1961, 619 с.
22. Лукашев К. И. Геохимическое поведение элементов в гипергенном цикле миграций. Мивск, «Наука и техника», 1964. 463 с.
23. Молчанов В. И., Архипенко Д. К., Жаркова Г. М. Проблема генезиса свободного водорода в связи с формированием осадочных толщ. Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8. Генезис и классификация осадочных пород, с. 175—178.
24. Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 172.
25. Павлов А. Л. О геологических и физико-химических условиях образования вторичных кварцитов и связанных с ними сульфидных залежей.— В кн.: Материалы II конф. по околорудному метасоматизму. Л., 1966, с. 69—72.
26. Павлов А. Л. Влияние режима кислотности — щелочности на миграцию элементов и образование минеральных соединений в природных условиях.— В кн.: Физика и физико-химия рудообразующих процессов. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 78—100.
27. Паслова Ф. Г. Об условиях образования боксита — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 162—179.
28. Пейве А. В. Тектоника североуральского бокситового пояса. М., 1947, с. 207.
29. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. 1. М., Гостоптехиздат, 1940, 476 с.
30. Слезин Ю. Б., Ковалев Г. Н., Гребзды Э. Н., Чеглецова Е. А. Об активности вулкана Малый Семячик.— «Бюлл. вулканол. станций», 1947, № 47, с. 37—39.
31. Справочник химии. Т. III. Химическое равновесие и кинетика. Свойства растворов. Электродные процессы. М.— Л., «Химия», с. 740—825.
32. Скляров Р. Я. О современных процессах бокситообразования в Сибири и на Дальнем Востоке.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 206, № 4, с. 959—961.
33. Ферсман А. Е. Геохимия. Т. 1. Л., Госхимтехиздат, 1963. 328 с.
34. Яковлева М. Н. О геохимии алюминия, титана, железа и кремния в условиях сернокислотного выветривания.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 120—160.
35. Яншин А. Л. Об элювиальных теориях образования бокситов.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1941, т. XIX, с. 14—28.
36. Pourbaix M. J. N. Van Muylder J. de Zhubov N. Atlas d'Equilibres Electrochimiques a 25°C. Paris, Gauthier — Villars, 1963. 645 p.

## К ВОПРОСУ О ВОЗМОЖНЫХ МАСШТАБАХ АССИМИЛЯЦИИ СКАРНОВ И МАГНЕТИТОВЫХ РУД ГИПАБИССАЛЬНЫМИ ИНТРУЗИВАМИ\*

Магнетитовые железорудные месторождения обычно располагаются в ореольных зонах интрузивов определенного формационного типа [28, 42, 44]. При этом рудные тела могут находиться как в экзо-, так и в эндоконтакте плутонов [44]. Минералогия, структура и другие данные по указанным месторождениям Алтае-Саянской области с достаточной для выявления их генезиса полнотой обобщены в сводной коллективной монографии, а также в ряде специальных монографических исследований и множестве статей [2—6, 10—12, 15, 20, 23, 25, 31—34, 42—46, 48, 49, 52—57, 59—66]. Природа данных объектов на протяжении полувека практически единодушно признавалась гидротермальной [43]. Однако в конце 60-х годов гидротермальная концепция происхождения железорудных магнетитовых месторождений Алтае-Саяна подверглась весьма резкой критике со стороны ряда авторов, ранее ее разделявших [31]. Появилась даже специальная работа И. В. Дербикова и И. С. Руткевич [14], где наиболее полно сформулированы представления об эффузивно-осадочно-метаморфогенном генезисе этих месторождений. В этой работе кроме частных «региональных» дискуссионных вопросов авторы затронули ряд общих проблем соотношения гипабиссальных плутонов и оруденения. Из них наиболее дискуссионным является предположение о том, что интрузивы при внедрении «съедают» рудные тела первичных эффузивно-осадочных железных руд, подвергают их контактовому метаморфизму, преобразуя первоначальный их минералогический состав. Вопрос о характере и масштабах ассимиляции вмещающей среды внедряющимися на небольшие глубины магматическими расплавами является общим для теории рудообразования, поскольку основная масса плутоногенных месторождений формируется на глубинах 1—5 км от поверхности [30]. Учитывая как общие, так и «региональные» аспекты дискуссии о генезисе Алтае-Саянских магнетитовых месторождений, мы попытаемся ниже рассмотреть проблему взаимодействия магмы и вмещающей среды как с точки зрения данных по конкретным хорошо вскрытым горными выработками месторождениям, так и с позиций теории тепло- и массопереноса при взаимодействии силикатных жидкостей и твердых сред. Многие месторождения Горной Шории, по генезису которых развернулась дискуссия, систематически изучались авторами — С. С. Лапиным с 1947 г., а В. Н. Шараповым — с 1958 г. За эти годы в нашем распоряжении накопился определенный фактический материал, позволяющий достаточно полно осветить вопрос

\* Условные обозначения, принятые в статье:  $T_1$  — температура магмы;  $T_2$  — температура вмещающих пород;  $C_i^R$  — содержание  $i$ -компонента в растворяющемся минерале породы, г/см<sup>3</sup>;  $C_i^P$  — объемная концентрация  $i$ -компонента в расплаве;  $\xi$  — граница между магмой и вмещающей породой;  $t$  — время;  $x$  — пространственная координата;  $a$  — коэффициент температуропроводности;  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности;  $\rho$  — плотность, теплота плавления;  $K$  — коэффициент пропорциональности,  $D$  — коэффициент диффузии;  $\kappa'$  — доля в единицах объема  $i$ -компонента в растворяемой породе (минерале);  $T^*$  — температура плавления пород (кристаллизации магмы) данного состава;  $C_{\text{нас}}$  — концентрация насыщения расплава  $i$  компонентом;  $l_1$  — ширина диффузной зоны в конвектирующем расплаве;  $\gamma$  — константа скорости молекулярного растворения на границе порода — расплав;  $\gamma_1$  — константа скорости растворения (смещения) на границе конвектирующего расплава;  $\eta$  — коэффициент, учитывающий изменение скорости диффузии компонента в гетерофазном расплаве;  $V$  — объем расплава,  $F$  — площадь охлаждения расплава;  $c_{\text{кр}}$  — средняя удельная теплоемкость расплава в интервале температур  $\Delta T = T_1 - T^*$ .

о взаимоотношении рудных и интрузивных тел на многих месторождениях Горной Шории. Мы покажем ниже, как соотносятся положения сторонников эффузивно-осадочного генезиса магнетитовых месторождений с конкретной геологической ситуацией.

### СТРУКТУРНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МАГНЕТИТОВЫХ РУДНЫХ ТЕЛ И СКАРНОВ С ИЗВЕРЖЕННЫМИ ПОРОДАМИ В ГОРНОШОРСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

О возрастных соотношениях интрузивов и рудных тел. Если рудное месторождение располагается в окрестностях контакта или внутри интрузива, то при анализе его генезиса в первую очередь встает вопрос об их возрастных соотношениях. В отношении магнетитовых железорудных месторождений Алтае-Саяна в литературе имеются две прямо противоположные трактовки. Концепция о гидротермальной природе железооруденения состоит в том, что руды и околорудные изменения являются вторичными или «наложенными» на эффузивно-осадочные толщи пород и предрудные интрузивы. Считается при этом, что контактовый метаморфизм, как и некоторая ассимиляция руд, возможны при прорывании рудных тел интрузивами более молодыми, чем предрудные. Такая ситуация выявлена и детально описана на ряде месторождений [6, 25, 61]. Эффузивно-осадочная концепция, напротив, полагает, что руды являются «первичным» компонентом стратиграфического разреза эффузивно-осадочных толщ, по отношению которых практически все интрузивы на уровне современного эрозионного среза являются более молодыми. При этом первичные пластовые гематитовые, сидеритовые и т. п. железные руды метаморфизуются не только регионально, но и контактово всем комплексом более молодых интрузивных тел [14]. Указанные абстрактные представления противоборствующих концепций в каждом случае могут получить подтверждение лишь на основе определенного набора структурно-минералогических критериев, позволяющих получить представление о последовательности геологических событий на рассматриваемом месторождении. Геологическая практика выработала следующие наиболее употребляющиеся критерии такого рода [50]. Интрузив считается послерудным, если: 1) при непосредственном контакте руд и изверженных пород в последних имеются обломки руд или околорудных пород, 2) в рудах или околорудных породах у контакта с изверженными породами наблюдаются изменения в структуре или составе минерального вещества, которые исчезают с удалением от контакта, 3) между изверженной породой и рудами фиксируются «реакционные» взаимоотношения, т. е. развитие биметасоматических образований. Кроме перечисленных геологических, имеется ряд физических критериев, которые позволяют также однозначно решать вопросы о возрастных взаимоотношениях руд и околорудных пород с интрузивами. Так, изучение термолюминесценции, магнитных свойств и т. п. позволяет решать вопрос о возрасте сопрягающихся в пространстве руд и изверженных пород.

О дорудном возрасте изверженной породы говорит наличие в рудах или околорудных породах реликтов (останцев) изверженной породы. Д. С. Коржинский [26] отмечает, кроме того, такие критерии дорудного возраста интрузива: 1) наличие в изверженных породах жилков или метасоматических образований, состав которых идентичен составу руд или околорудных пород, 2) наличие тектонических брекчий изверженных пород, содержащих комплекс гидротермальных изменений, характерный для вмещающих пород, где развиваются руды и околорудные породы.

Используя этот арсенал критериев, попытаемся решить вопрос о возрастных соотношениях рудных тел и интрузивов в горношорских магнетитовых месторождениях.

**Структурно-минералогические черты отношений интрузивов и рудных тел в горношорских магнетитовых месторождениях.** В опубликованных монографиях, сводках и большом количестве статей (см. выше) структурно-минералогические отношения интрузивов и рудных тел освещены полно и разносторонне. Тем не менее в последние годы ряд авторов или пытаются дать им иную интерпретацию, или приводят высказывания, а иногда и графические отстройки, которые противоречат цитированным выше данным [14]. Поэтому, с одной стороны, для удобства читателя, а с другой — в силу необходимости мы приведем материалы для хорошо вскрытых горными выработками горношорских месторождений. Для таких месторождений исключена неопределенность в структурных отстройках и т. п., поскольку тщательное картирование подземных горных выработок позволило выявить тончайшие детали структурных и минеральных черт в зоне контакта интрузива и вмещающей среды. По-видимому, при анализе взаимоотношений железоруднения и интрузивных тел полезно обратиться к тем случаям, когда железные руды залегают в непосредственной близости от контактов интрузивных тел или непосредственно внутри интрузивов. К подобным объектам можно отнести многие месторождения Тельбесского и Кондомского районов. Наиболее характерными представителями такого рода объектов, которые хорошо вскрыты горными выработками, являются месторождения Таштагол в Кондомском районе и Темир-Тау в Тельбесском. Первое может быть охарактеризовано по вертикали примерно на 500 м, а второе фактически до нижней его выклинки. Поскольку эти месторождения относятся некоторыми авторами к эффузивно-

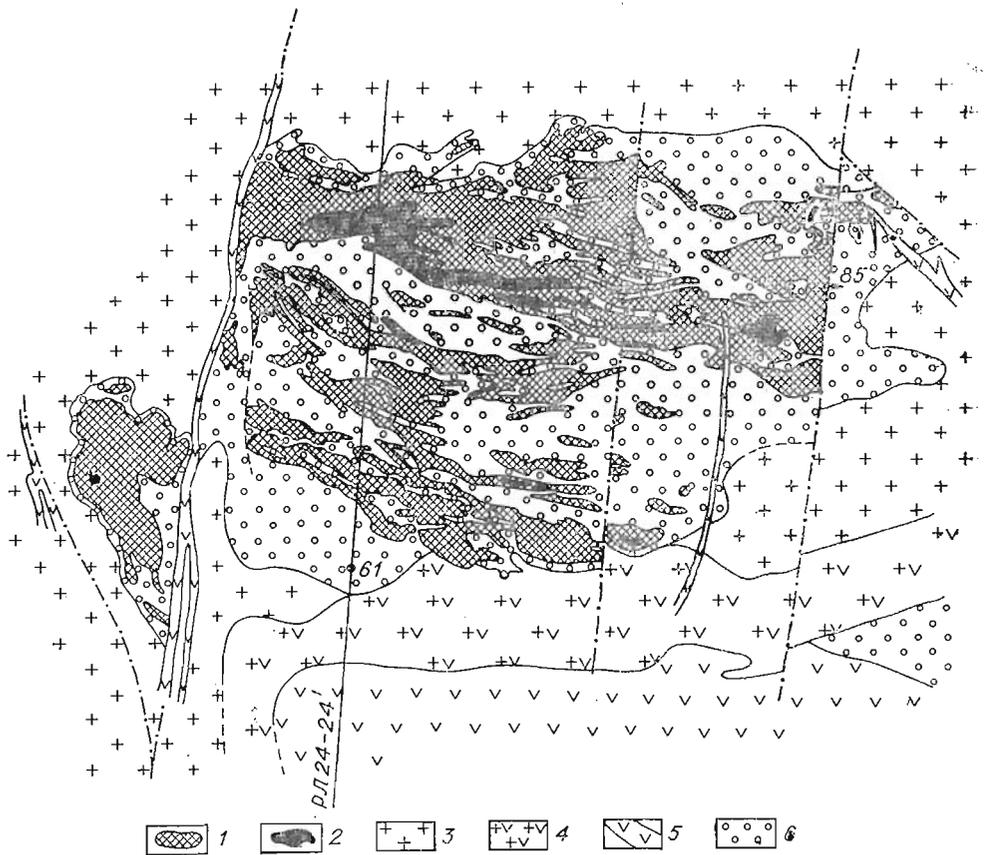


Рис. 1. Погоризонтный план месторождения Темир-Тау для гор. +140 м.  
 1 — рудные тела; 2 — карбонатные породы; 3 — диориты, гранодиориты, граниты и т. п. II фазы Тельбесской интрузии; 4 — дайка адамеллит-порфира; 5 — дайки диабазов; 6 — скарны.

осадочным метаморфизованным, но в то же время являются характерными представителями большинства месторождений Горной Шории, то на материале изучения этих месторождений мы и покажем взаимоотношения руд и интрузивных тел в участках их наиболее тесного пространственного сопряжения.

На рис. 1 дан погоризонтный план, а на рис. 2—разрез месторождения Темир-Тау. Из приведенных графических материалов следует, что рудные тела весьма тесно пространственно сопрягаются с изверженными породами. Имея такого рода отстройки, вообще говоря, можно предположить и послерудный характер интрузивных образований, так как в ряде случаев отношение руд и интрузива свидетельствует о наличии «секущих» контактов. По-видимому, такого рода впечатление и явилось основой утверждений о «прорывании» рудных тел сиенитами в Кондомском районе или гранитоидами в Тельбесском в работах сторонников эффузив-

61-62

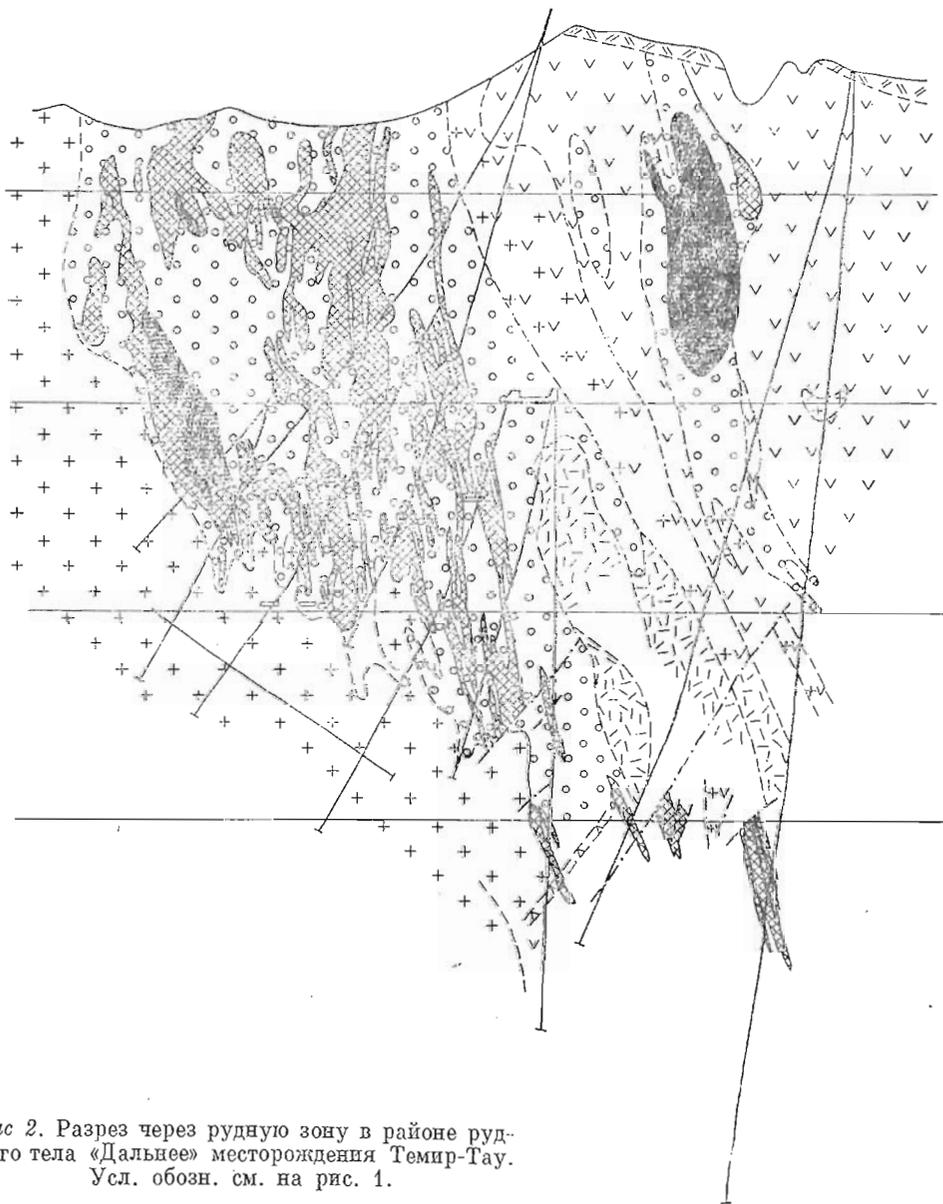


Рис 2. Разрез через рудную зону в районе рудного тела «Дальнее» месторождения Темир-Тау.  
Усл. обозн. см. на рис. 1.

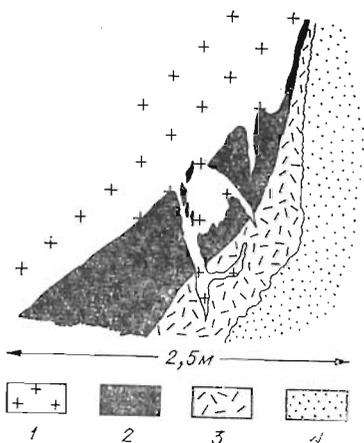


Рис. 3. Деталь одного из контактов рудного тела и изверженных пород (рудное тело «Дальнее», гор. +80 м).

1 — диориты; 2 — пироксен-плагноклазовая порода; 3 — пироксен-пине-левый скарн; 4 — магнетитовая руда.

Гранитоиды и сиениты несут весь комплекс гидротермальных преобразований, свойственный рудам или околорудным породам, в том числе по ним развивается и оруденение. Обломков руды в изверженных породах ни нам, ни другим исследователям на данных месторождениях обнаружить не удалось, также как и биметасоматических оторочек на контакте интрузива и руды. Поэтому геологические критерии свидетельствуют о дорудном возрасте сиенитов и гранитоидов. Физические критерии, в частности вопрос о возможности термального воздействия на магнетитовые руды со стороны сиенитов, будут подробно освещены в следующем разделе. Следует отметить, что в литературе описаны случаи действительного «прорывания» крупными интрузивами рудных тел, например на Шерегешевском месторождении [6, 25, 61]. Для иллюстрации сопоставим характер сопряжения руд и интрузивных пород на данном месторождении по участку Восточному, где руды соприкасаются как с сиенитами Кубесского, так и гранитами Сарлыкского интрузивов. На рис. 5 показаны участки сопряжения руд и сиенитов на горизонте +640. Здесь наблюдаются как постепенные, так и резкие переходы от рудных тел к сиенитам. Но всегда изверженные породы скарнированы и альбитизированы, и в уже измененных таким образом породах содержится или вкрапленность, или прожилки магнетита.

На рис. 6 показаны участки сопряжения магнетитовых руд и гранитных пород. Здесь имеются ксенолиты скарнов и руд в изверженных породах, причем изверженные породы не имеют признаков инфльтрационного скарнирования, здесь наблюдаются лишь «реакционные» биметасоматические известковые скарны, которые обстоятельно описаны В. А. Вахрушевым [6].

Обратимся к другому случаю, когда рудные тела полностью распадаются внутри интрузива (месторождение Темир-Тау). Выше мы уже отмечали характер взаимоотношений руд и интрузивных пород, которые для верхних горизонтов месторождения подробно освещены нами ранее [31, 32]. Здесь отметим лишь детали, которые характеризуют нижнюю выклинку рудных тел. На верхних и средних горизонтах месторождения известковые скарны встречаются редко или распространены весьма ограниченно. У нижней выклинки рудных тел они развиты весьма широко, главным образом висячем боку рудных тел, где магнетитовые скарны местами сохраняются в них лишь в виде реликтов. Кроме того, в этих участках в отличие от верхних горизонтов месторождения гранитоидные

но-осадочного генезиса данных месторождений [14]. Решение вопроса о последовательности событий в таком случае может лежать только в детальном структурно-минералогическом изучении взаимоотношений скарново-рудных образований и изверженных пород на базе перечисленных в предыдущем разделе геологических и физических критериев.

Для доказательства послерудного возраста изверженных пород следует показать, что интрузивной породе свойственны: 1) наличие обломков руды или околорудных пород, 2) «реакционные» отношения между рудой и изверженной породой, 3) термальные воздействия интрузива на рудные тела.

На рис. 3 и 4 приведены детальные зарисовки и разрезы соответственно участков рудных тел на месторождении Темир-Тау и Таштагол. Они показывают как раз отношения, обратные предполагаемым.

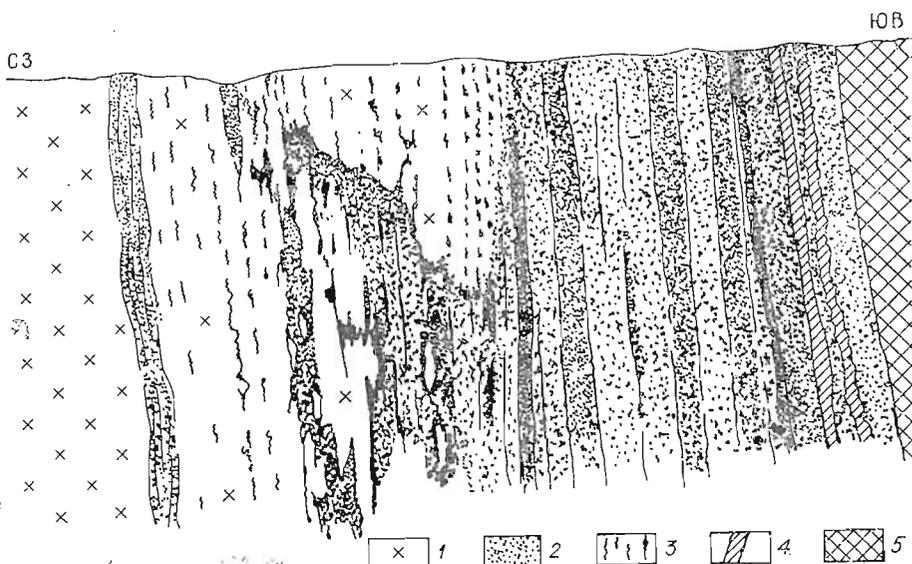


Рис. 4. Контакт магнетитового рудного тела с сиенитовым (Гаштагол, гор. +330 м, восточный контакт рудного тела 5-6).

1 — сиенит альбитизированный; 2 — гранатовый скарн с магнетитом, развивающийся по туфосланцевой толще и частью по сиенитам; 3 — эпидот; 4 — повышенная концентрация апатита; 5 — монолитная богатая магнетитовая руда с линейными «четками» кальцита.

породы подвергаются интенсивному скарнированию. При этом совместно с известковыми скарнами развивается в небольших масштабах и магнетитовое оруденение. Интенсивному гидротермальному изменению подвергается и дайка адамеллит-порфира, располагающаяся здесь внутри рудных тел. Характер «наложения» магнетитовых руд на данную дайку нами

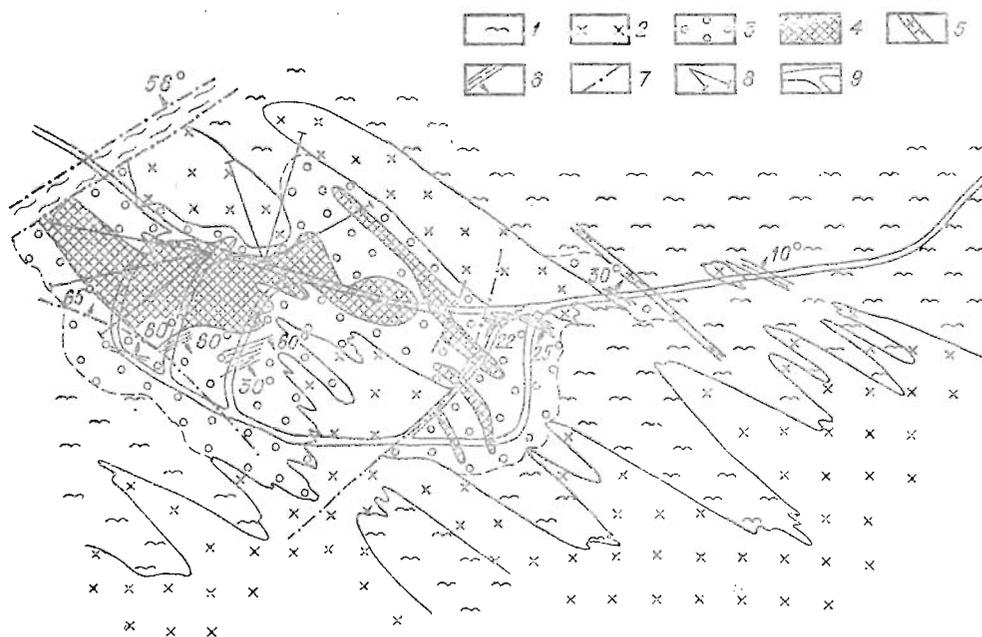


Рис. 5. Взаимоотношения сиенитов с магнетитовыми рудами (Шерегеш, гор. +640 м).

1 — ороговикованная эффузивно-осадочная толща; 2 — сиениты, в контактах альбитизированные; 3 — гранатовый, гранато-магнетитовый скарн; 4 — магнетитовая руда; 5 — дайка микросиенита; 6 — элементы полосчатости в роговиках; 7 — дизъюнктивы; 8 — скважины бесквернового бурения; 9 — горные выработки.

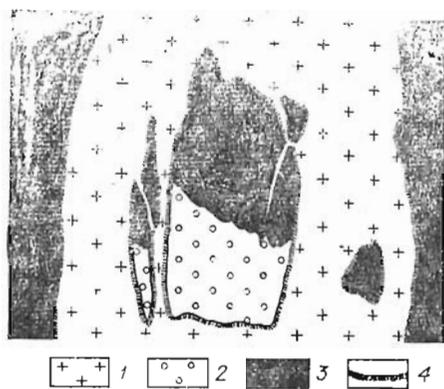


Рис. 6. Взаимоотношение магнетитовой руды и апофизы гранитов на месторождении Шерегеш (гор. +585 м, рудное тело «Восточное»).

1 — гранит; 2 — скарны; 3 — магнетитовая руда; 4 — биотитовая оторочка скарнов.

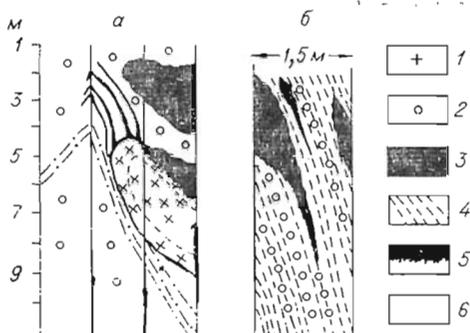


Рис. 7. Взаимоотношение дайки адамеллит-порфира и магнетитовой руды (развертка выработки на плоскость, гор. +140 м) на месторождении Темир-Тау (а), развитие магнетитовой минерализации в скарнированных карбонатных породах на месторождении Темир-Тау (гор. +140 м, рудное тело «Угловое») (б).

1 — адамеллит-порфир; 2 — скарны; 3 — магнетитовая руда; 4 — сланцеватая карбонатная порода; 5 — биотитовая оторочка скарнов; 6 — зоны трондижмитоности.

уже отмечался [32] еще по материалам верхних горизонтов месторождения. На нижнем горизонте эти процессы проявлены значительно ярче и в существенно больших масштабах, зоны гидротермального изменения захватывают местами почти всю мощность дайки, а мощность участков развития руд по хлоритизированной изверженной породе колеблется от долей сантиметра до 10—15 см. Отмеченные взаимоотношения показаны на рис. 7, а.

Другой особенностью нижней выклиники рудных тел на Темир-Тауском месторождении является наличие крупных реликтов скарнированных карбонатных пород, в которых рудные тела выклиниваются через сеть прожилков или нитей — «блоков». Характерный пример такого рода показан на рис. 7, б.

Из всего изложенного следует, что гранитоиды Тельбесского батолита и сyenиты Кондомского района с рудными телами скарновых месторождений не имеют «интрузивных» контактов. Во всех известных случаях тесного пространственного сопряжения руд и изверженных пород указанного состава наблюдается весь комплекс гидротермальных околорудных изменений, сопровождающих магнетитовое оруденение, который «накладывается» на изверженные породы, как впрочем, и магнетитовое оруденение. Фактических данных, позволяющих считать гранитоиды или сyenиты послерудными, здесь не обнаруживается. Обратимся к анализу магнитных характеристик магнетитовых руд и изверженных горных пород на месторождениях Кондомского района.

**Физические свойства магнетитовых руд как один из критериев их происхождения.** В качестве новых критериев, позволяющих определить относительный возраст геологических образований и частью генезис железорудных месторождений, нами привлекается анализ некоторых физических свойств магнетитовых руд и сопряженных с ними горных пород.

Из физических свойств рассматриваются фактор  $Q$  и направление вектора естественной остаточной намагниченности  $I_n$ . Поскольку данный критерий в отношении генезиса метасоматических месторождений привлекается впервые, дадим подробную его физическую интерпретацию. Оста-

новимся на выяснении физического смысла привлекаемых магнитных параметров горных пород.

По законам ферромагнетизма любое физическое тело, будучи помещенным в магнитное поле, намагничивается им. Намагниченность его зависит от свойств самого тела и от условий, в которых происходит намагничивание. Физические тела по способности намагничиваться делятся на диамагнитные, парамагнитные и ферромагнитные.

Намагниченность  $I$  для первых двух веществ зависит от напряженности магнитного поля  $H$  и выражается формулой [67]

$$I = \chi H. \quad (1)$$

Характерной особенностью этих веществ является то, что с изменением магнитного поля  $H$  магнитная восприимчивость  $\chi$  их не меняется. Особенность ферромагнитных веществ — их магнитная восприимчивость меняется не только с изменением намагничивающего поля  $H$ , но также температуры и ряда других условий, в которых происходит процесс намагничивания. Их особенность также состоит в том, что приобретенная ими намагниченность после снятия внешнего магнитного поля не исчезает, а частично сохраняется — нормальная остаточная намагниченность  $I_r$ . В связи с этим намагниченность ферромагнетика, помещенного в поле  $H$ , при наличии в нем нормальной намагниченности  $I_r$  отличается от намагниченности диа- и парамагнетиков и выражается соотношением

$$I = \chi H + I_r. \quad (2)$$

Существенно, что горные породы при намагничивании ведут себя как обычные ферромагнетики и после снятия внешнего магнитного поля сохраняют часть намагниченности, которая называется естественной остаточной намагниченностью —  $I_n$ . Величина  $I_n$  горных пород, ее способность сохраняться долгое время без изменения первоначального направления и точки Кюри зависят от состава ферромагнитных минералов, входящих в горные породы, их размера и объемной концентрации. Намагничивание ферромагнетиков зависит кроме величины намагничивающего поля также от температуры, переменного магнитного поля, механических напряжений и химических превращений. В связи с этим намагничивание горных пород может быть осуществлено в результате воздействия любого из перечисленных факторов. Поэтому процесс намагничивания горных пород может быть изотермическим —  $I_r$ , динамическим —  $I_{rd}$ , идеальным —  $I_i$ , термоостаточным —  $I_{rt}$  и химическим —  $I_{ch}$ . Величина намагниченности каждого вида намагничивания в данном магнитном поле зависит от участия того или иного фактора. Установлено, что  $I_r < I_{rd} < I_i < I_{rt}$ .

Направление вектора естественной остаточной намагниченности горных пород в основном совпадает с направлением постоянного магнитного поля Земли. Однако в процессе тектонических нарушений, последовательного формирования интрузивных, эффузивных и осадочных горных пород, а также рудных и особенно железорудных месторождений возникают локальные магнитные поля, которые по напряженности могут превосходить магнитное поле Земли, а по направлению не совпадать с ним.

Естественная остаточная намагниченность для большинства горных пород во много раз превосходит индуктивную  $\chi H_0$ . Для характеристики намагниченности горных пород Кенигсбергер ввел фактор  $Q$ , который определяется как отношение  $Q = \frac{I_n}{\chi H_0}$ . Величина фактора  $Q$  колеблется в широких пределах, достигая десятков, а иногда и сотен единиц [40, 68]. Попробуем показать, что по этим двум магнитным характеристикам, а именно: по направлению вектора  $I_n$  и величине фактора  $Q$  — можно восстанавливать последовательность формирования некоторых геологических тел и генетический тип магнетитовых руд.

*Фактор  $Q$  и термальный контактовый метаморфизм магнетитовых руд.* Причины, определяющие фактор  $Q$  для слабомангнитных горных пород, на искусственных и естественных образцах специально были рассмотрены Д. И. Муратовым [39]. Показано, что фактор  $Q$  зависит от вида намагничивания, размера ферромагнитных зерен, коэрцитивной силы, минерального состава ферромагнитной компоненты и магнитной восприимчивости. Установлено, что  $Q$  растет от изотермической к термоостаточной намагниченности, с уменьшением ферромагнитных зерен, магнитной восприимчивости, с увеличением коэрцитивной силы и с изменением состава ферромагнитных минералов от магнетита к пирротину и гематиту. Некоторые из перечисленных причин, такие как размер зерна, состав ферромагнитной компоненты, а следовательно, и коэрцитивная сила у разных горных пород могут быть одинаковыми. Тогда фактор  $Q$  зависит только от вида намагничивания и магнитной восприимчивости. Из анализа графиков зависимости  $Q$  от  $\kappa$  [39] установлено, что вид намагничивания существенно влияет на величину  $Q$  только при малых значениях магнитной восприимчивости ( $\kappa$ ). С ростом последней кривые термоостаточного ( $Q_{rt}$ ) и идеального ( $Q_{ri}$ ) намагничивания резко падают и приближаются к кривой изотермического намагничивания ( $Q_r$ ). Таким образом, одной из наиболее существенных причин изменения величины  $Q$  является изменение магнитной восприимчивости горных пород. Наши исследования по измерению магнитных свойств магнетитовых руд в Кондомском железорудном районе подтвердили данные [39]. С ростом  $\kappa$  заметно уменьшается величина фактора  $Q$  магнетитовых руд (рис. 8). Казалось бы, наоборот, магнетитовые руды контактово-метасоматического типа по условиям образования должны были бы обладать химической или термоостаточной намагниченностью, или той и другой одновременно. Поэтому низкую остаточную намагниченность сильномагнитных магнетитовых руд, по-видимому, следует рассматривать не как случайное явление, а как закономерный факт в общем ряду намагничивания от слабомангнитных горных пород до сильномагнитных магнетитовых руд в однородном магнитном поле Земли. Возникает вопрос, какова же физическая сущность влияния  $\kappa$  на величину фактора  $Q$ ? По данным [7, 8, 40], магнитная восприимчивость горных пород обусловлена объемной концентрацией магнетита ( $V_m$ ). Следовательно, изменения фактора  $Q$  нужно рассматривать в связи с изменением  $V_m$ .

Нам представляется, что причину уменьшения намагниченности горных пород по мере увеличения у них объемной концентрации магнетита необходимо связывать с магнитостатическим взаимодействием между ферромагнитными зернами, которые формируются и намагничиваются вместе с породой во внешнем геомагнитном поле. В связи с этим необходимо рассмотреть механизм намагничивания магнетитовых руд и пород в зависимости от объемной концентрации магнетита. В горных породах с низкой магнитной восприимчивостью количество ферромагнитных зерен настолько мало, а расстояние между ними так велико, что магнитостати-

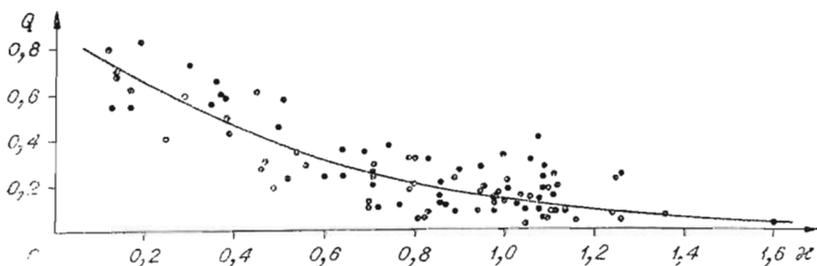


Рис. 8. Зависимость фактора  $Q = J_n/J_i$  от  $\kappa$ .

ческое взаимодействие при росте и намагничивании их практически исключено.

Намагничивание всех редко рассредоточенных в породе магнетитовых зерен происходит по направлению геомагнитного поля, благодаря чему в породе создается суммарный положительный эффект, фиксируемый в виде естественной остаточной намагниченности. Интенсивность намагничивания магнетитовых зерен при одном и том же виде намагничивания здесь зависит от их формы и ориентации относительно внешнего магнитного поля. С увеличением объемной концентрации ферромагнитных минералов в породе растет ее магнитная восприимчивость. В связи с этим между ферромагнитными зернами уменьшается расстояние, а магнитостатическое взаимодействие увеличивается, что ослабляет суммарную намагниченность породы. В магнетитовых рудах, характеризующихся наиболее высокой концентрацией магнетита, магнетитовые зерна располагаются настолько близко друг к другу, что большинство из них срastaются между собой, в связи с чем магнитостатическое взаимодействие среди них достигает максимума, а естественная остаточная намагниченность оказывается минимальной. Интенсивность намагничивания магнетитовых зерен в этих условиях зависит не только от их формы и ориентировки относительно внешнего поля, но и от магнитостатического взаимодействия между ними. Вследствие этого фактор  $Q$  магнетитовых руд в большинстве своем меньше единицы.

Механизм намагничивания магнетитовых руд в процессе их формирования представляется нам в следующем виде. При метасоматическом или магматическом образовании магнетитовых руд железорудных месторождений формирование зерен магнетита и их намагничивание происходит не одновременно, а последовательно. Сформировавшееся первое зерно магнетита во внешнем геомагнитном поле и немагнитной среде приобретает высокую химическую или термоостаточную намагниченность или ту и другую вместе с собственным размагничивающим полем, направленным навстречу внешнему (рис. 9). Напряженность размагничивающего поля в некотором околосерновом пространстве по абсолютной величине больше внешнего поля [19 и др.].

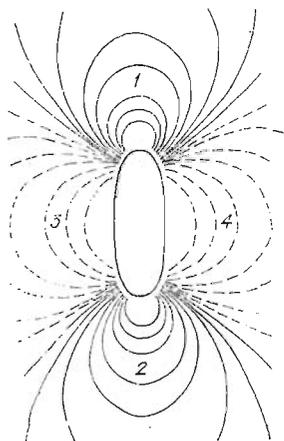


Рис. 9. Характер магнитного поля около магнетитового зерна.

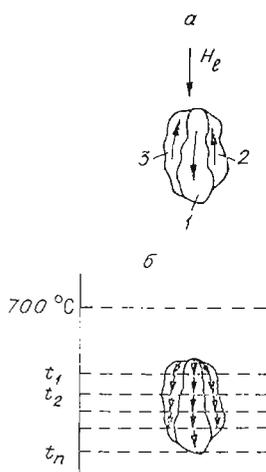


Рис. 10. Схема намагничивания последовательно формирующихся зерен магнетита (а), агрегата магнетитовых зерен в результате их охлаждения от температуры выше точки Кюри (б).

На намагничивание и направление намагниченности последующего зерна, формирующегося рядом с первым, действует уже суммарное магнитное поле, состоящее из двух полей — геомагнитного и поля первого зерна. Величина и направление намагниченности второго зерна зависят от его формы, размера, ориентировки, места расположения около первого зерна, величины и направления суммарного поля. При формировании второго зерна около полюсов первого (участки 1, 2 на рис. 9) направление намагниченности второго зерна совпадает с направлением намагниченности первого зерна, суммарная намагниченность обоих оказывается наиболее высокой. При расположении в области преобладания размагничивающего поля первого зерна (участки 3, 4) второе зерно может намагничиваться под разными углами вплоть до противоположного к намагничивающему полю. Поэтому суммарная намагниченность двух первых зерен оказывается либо больше, либо меньше намагниченности первого зерна. Намагничивание третьего зерна в области первых двух происходит в еще более сложном суммарном магнитном поле. Поэтому величина и направление намагниченности его отличаются от величины и направления намагниченности первых двух зерен. Таким образом, каждое последующее вновь образующееся магнетитовое зерно намагничивается в ином суммарном магнитном поле по сравнению с предыдущими зернами и каждый раз величина и направление суммарного вектора увеличивающейся группы зерен меняются. Согласно экспериментальным данным [19], объем пространства около термонамагниченного магнетитового зерна, в котором размагничивающее поле  $H_d$  больше внешнего поля  $H_e$ , может быть и больше, и меньше объема самого зерна. Поэтому естественная остаточная намагниченность  $I_n$  агрегата зерен, образовавшихся около первого зерна и намагнитившихся в разных направлениях, оказывается чаще меньше индуцированной.

Из уравнения естественной остаточной намагниченности горных пород (2) следует, что первый член его при  $H_0 = \text{const}$  растет за счет роста  $\kappa$ , или, что то же, за счет объемной концентрации магнетита  $V_m$  [8]. Второй член, как было показано выше, также растет, но его рост, согласно [40, 67, 68], зависит от вида намагничивания. Наши исследования показывают, что это справедливо до тех пор, пока между ферромагнитными зернами, входящими в горную породу, не наступит магнитостатическое взаимодействие. С момента магнитостатического взаимодействия рост второго члена уравнения [2] замедляется и начинает зависеть от объемной концентрации магнетита и вида намагничивания.

Становится понятным, почему фактор  $Q$  в слабомагнитных породах имеет наиболее высокое значение, а в сильномагнитных, таких как магнетитовые руды, не превышает единицы.

Механизм намагничивания уже сформированных, но подвергшихся термальному контактовому метаморфизму магнетитовых руд должен существенно отличаться от рассмотренного механизма намагничивания магнетитовых руд, образующихся в процессе метасоматического замещения. Различия механизмов намагничивания формирующейся магнетитовой руды при последовательном нарастании и намагничивании магнетитовых зерен и уже сформированной магнетитовой руды в процессе ее охлаждения от температуры Кюри иллюстрируются упрощенными схемами (рис. 10). На рис. 10, а стрелками показано направление намагниченности трех последовательно образующихся и намагничивающихся магнетитовых зерен в однородном геомагнитном поле ( $H_e$ ). Первым образовалось и намагнитилось по направлению внешнего поля среднее зерно 1. Два боковых зерна 2 и 3 сформировались позднее первого и намагнитились в его размагничивающем поле ( $H_d$ ) навстречу внешнему полю  $H_e$ . На рис. 10, б схематически представлена последовательность намагничивания агрегата этих же зерен магнетита при охлаждении их после нагрева в результате контактового метаморфизма, до температуры выше точки Кюри. При тем-

температуре выше точки Кюри ( $T_h$ ) все три зерна магнетита находились в парамагнитном состоянии. При понижении температуры и перемещении изотермы в положение  $t_1$  верхняя часть всех трех зерен одновременно, как одно тело, намагничивалась по полю  $H_e$ . В последующий момент изотерма перемещалась в положение  $t_2$ , остывшая часть зерен вновь намагничивалась в том же направлении и т. д. Когда изотерма опускалась в положение  $t_n$ , все три зерна намагничивались полностью в одном направлении, согласно приложенному внешнему магнитному полю ( $H_e$ );  $I_n$  агрегата зерен на рис. 10, а намного меньше  $I_n$  агрегата тех же зерен на рис. 10, б. При одинаковых объемной концентрации магнетита в породе и величине  $H_e$  фактор  $Q$  метаморфизованных руд значительно больше.

Полученный вывод хорошо согласуется с фактическими материалами [7, 27 и др.]. В работе Крутиховской З. А. и др. [27] указывается на то, что величина  $Q$  для железистых кварцитов Кривого Рога и КМА непостоянна и колеблется от 0,1 до 10 и 12 ед. Авторы указывают, что наиболее высокие значения  $I_n$ , а следовательно, и фактора  $Q$  характерны для руд, испытавших более высокую ступень метаморфизма.

Исследования магнитных свойств магнетитовых руд железорудных месторождений Кондомского района, проведенные геофизиками Западно-Сибирского геологического управления [1 и др.] и нами, показали, что фактор  $Q$  магнетитовых руд меньше единицы (см. рис. 8). При этом образцы для исследований отбирались специально из разных частей рудных тел с разных горизонтов и из непосредственного контакта сиенитового интрузива, который, по представлениям авторов [14 и 47], является послерудным и не только метаморфизует магнетитовые руды, но и в значительной степени их уничтожает. Таким образом, опираясь на величину фактора  $Q$ , можно говорить, что магнетитовые руды Таштагольского, Шалымского и Шерегешевского месторождений не подвергались контактовому метаморфизму со стороны сиенитового интрузива и сформированы позднее его путем метасоматического замещения пород эффузивно-осадочной толщи.

*Направление вектора  $I_n$  при определении относительного возраста магнетитовых руд и интрузивных пород.* Выше мы уже упоминали, что направление вектора  $I_n$  совпадает с направлением внешнего магнитного поля, в котором происходит намагничивание ферромагнетика, и что приобретенная им намагниченность сохраняется до тех пор, пока ферромагнитные минералы, входящие в состав горной породы, не подвергнутся физическим или химическим изменениям. Поскольку Земля имеет собственное постоянное магнитное поле, горные породы, формирующиеся на ее поверхности и в ее недрах, т. е. под постоянным воздействием этого поля, всегда намагничены этим полем, но не всегда по его направлению. В ходе многочисленных наблюдений установлено, что многие горные породы намагничены под разными азимутальными и зенитными углами, вплоть до встречных магнитному полю Земли. Среди обратно намагниченных преобладают эффузивно-осадочные породы, лавовые потоки, дайки, жерла вулканов и другие мелкие интрузивные тела секущей формы.

Прямая намагниченность горных пород, совпадающая с направлением магнитного поля Земли, признается всеми магнитологами и геофизиками и не нуждается в дополнительных разъяснениях. Что касается обратной намагниченности горных пород, то по этому вопросу идет большая дискуссия. Среди множества различных точек зрения выделяются две. В основе одной лежит теория самообращения, согласно которой обратная намагниченность обусловлена внутренними свойствами самой породы, проявляющимися в период ее становления и дальнейших физико-химических превращений. В основе другой точки зрения лежит предположение, что геомагнитное поле в историческом развитии Земли неоднократно меняло свою полярность. Поэтому обратная намагниченность горных пород обязана инверсии магнитного поля Земли в момент образования данной гор-

ной породы. Доводы в пользу той и другой точек зрения рассмотрены в ряде монографических работ [40, 67, 68] и частью нами [35]. По расчетным и экспериментальным исследованиям, выполненным нами [36, 37], выяснилось, что возможности обратной намагниченности горных пород в естественных условиях за счет действия размагничивающего поля ранее образованных и намагниченных горных пород могут быть значительно шире, чем предполагалось раньше. Возникновение обратной намагниченности горных пород возможно в нескольких случаях:

1. При взаимодействии двух горных пород, обладающих естественной остаточной намагниченностью  $I_n$  в процессе последовательного внедрения одной породы в другую. При этом горная порода, образованная в позднее время, может содержать одну ферромагнитную компоненту и обладать равной коэрцитивной силой с ранее образованной породой. Точка Кюри у пород первой и второй фаз может быть одинаковой, а концентрация ферромагнитной компоненты — различной. Магнитная же восприимчивость горной породы может быть меньше 0,01 СГС.

2. При последовательном формировании пластообразных тел, если тело первой фазы имеет термоостаточную или химическую намагниченность, а тело второй фазы — магнитную проницаемость, равную или большую магнитной проницаемости первой фазы.

3. В результате избирательного окисления одной из нормально намагниченных пачек пластообразных тел, когда нижняя или верхняя пачки имеют высокую термоостаточную или химическую намагниченность.

4. В результате окисления содержащихся в породе одиночных изолированных друг от друга зерен магнетита.

Для выяснения относительного возраста сиенитовых, магнетитовых руд и даек диабазового состава рассмотрим результаты изучения направления вектора естественной остаточной намагниченности на Шальмском месторождении.

Шальмское месторождение расположено в средней части Кондомского железорудного района в Горной Шории. Оно представлено двумя скарново-рудными зонами северо-восточного простирания с крутыми углами падения (60—70°) на флангах и пологими (20—30°) в средней части. Скарново-рудные тела замещают эффузивно-осадочную толщу и в основном залегают согласно с ее простиранием и падением. По простиранию длина рудных тел достигает 690 м, а вертикальная амплитуда не превышает 270 м. Снизу и с юго-востока скарново-рудная зона ограничивается сиенитами Шальмского сиенитового массива. Пологая кровля его, подстилающая скарново-рудную зону, обусловлена крупной пологой (20°) тектонической зоной юг-юго-восточного простирания, которая, по данным структурно-геологических исследований, заложилась еще в доинтрузивное время. Весь комплекс пород на месторождении рассекается многочисленными дайками. Не останавливаясь на геолого-минералогических и структурно-геологических признаках, свидетельствующих о более позднем образовании скарнов и магнетитовых руд, чем сиениты, рассмотрим распределение направления вектора  $I_n$ , которое подтверждает эту точку зрения.

Ориентированные образцы для определения направления вектора естественной остаточной намагниченности были отобраны по одной из диабазовых даек, пересекающих сиениты, магнетитовые руды и скарны на откаточном горизонте +910 м. Образцы отбирались по выработкам вкрест простирания дайки, непосредственно из самой дайки и из вмещающих ее сиенитов и магнетитовых руд. Из образцов выпилены кубики (24 × 24 мм), по которым на астатическом магнитометре определялась естественная остаточная намагниченность. Измерение образцов с участка А, где дайка пересекает сиениты (рис. 11), показало, что и сиениты, и диабазовая дайка намагничены положительно. При этом намагниченность дайки составляет  $760 \cdot 10^{-6}$  СГС, а намагниченность сиенитов —  $11 \cdot 10^{-6}$  СГС.

Надо полагать, что первоначальная намагниченность сиенитов была более высокой, чем теперь, поскольку они к настоящему времени интенсивно изменены наложившимся на них процессом альбитизации.

На участке *Б* (см. рис. 11) дайка также пересекает сиениты со стороны висячего бока Главного рудного тела. Измерение ориентированных образцов показало, что направление вектора  $I_n$  здесь меняется. Сиениты в обоих контактах дайки намагничены положительно, а сама дайка намагничена и положительно, и отрицательно. Как видно, положительно намагничена юго-восточная часть дайки, а отрицательно северозападная. Намагниченность

сиенитов юго-восточного контакта дайки составляет  $329 \cdot 10^{-6}$  СГС, северозападного —  $409 \cdot 10^{-6}$  СГС, положительных векторов дайки —  $1200 \cdot 10^{-6}$  СГС, а отрицательных —  $830 \cdot 10^{-6}$  СГС. Возникает вопрос, почему одна и та же дайка, залегающая в одном и том же сиенитовом теле, но в разных его участках, имеет различное направление вектора  $I_n$ ? Дайка на обоих участках сформировалась одновременно, имеет один и тот же минеральный состав, химических превращений минерального состава и механических изменений в ней не установлено. Согласно этим данным, если бы намагничивание происходило только под влиянием магнитного поля Земли, она всюду должна быть намагничена положительно, а в случае инверсии магнитных полюсов — только отрицательно. Поскольку намагниченность ее неоднородная, остается предположить, что изменение направления намагничивающего поля в период формирования дайки было обусловлено какими-то локальными магнитными полями, по напряженности превышающими напряженность геомагнитного поля.

Магнетитовые рудные тела, сложенные сильномагнитными магнетитовыми рудами, подобно постоянным магнитам, создают вокруг себя собственное магнитное поле, направленное навстречу внешнему намагничивающему полю. Направление магнитных силовых линий и густота их, отображающая напряженность магнитного поля, зависят от намагниченности рудного тела, его формы и сочетания в пространстве с другими рудными телами.

Для выяснения характера разнонаправленного намагничивания дайки на Шалымском месторождении более подробно познакомимся с геологическим строением участка. На рис. 12 приведен вертикальный геологический разрез IV—IV, построенный вкrest простирания рудной зоны, в плоскости орта № 16 (см. рис. 11). Видно, что полевой штрек на откаточном горизонте +910 м, по которому отбирались ориентированные образцы, находится в очень интересном месте. Слева и несколько снизу выработка (рис. 12) расположено тупое резкое нижнее окончание Главного рудного тела. Сверху, немного восточнее полевого штрека (участок *Б*), находится нижнее окончание второго небольшого магнетитового тела, подсеченного скв. 71. По измерениям ориентированных образцов магнетитовых руд, магнетитовые рудные тела намагничены положительно. Около каждого рудного тела имеется свое собственное размагничивающее поле, занимаемый объем которого, как мы говорили выше, обусловлен интенсивностью

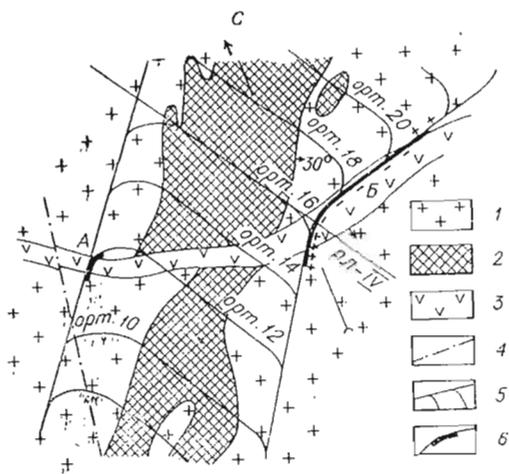


Рис. 11. Геологический план горизонта +910м (месторождение Шалым).

1 — сиениты; 2 — магнетитовая руда; 3 — дайка диабаз; 4 — дизъюнктив; 5 — горные выработки; 6 — участок отбора ориентированных образцов; РИ—IV — разведочная линия IV—IV.

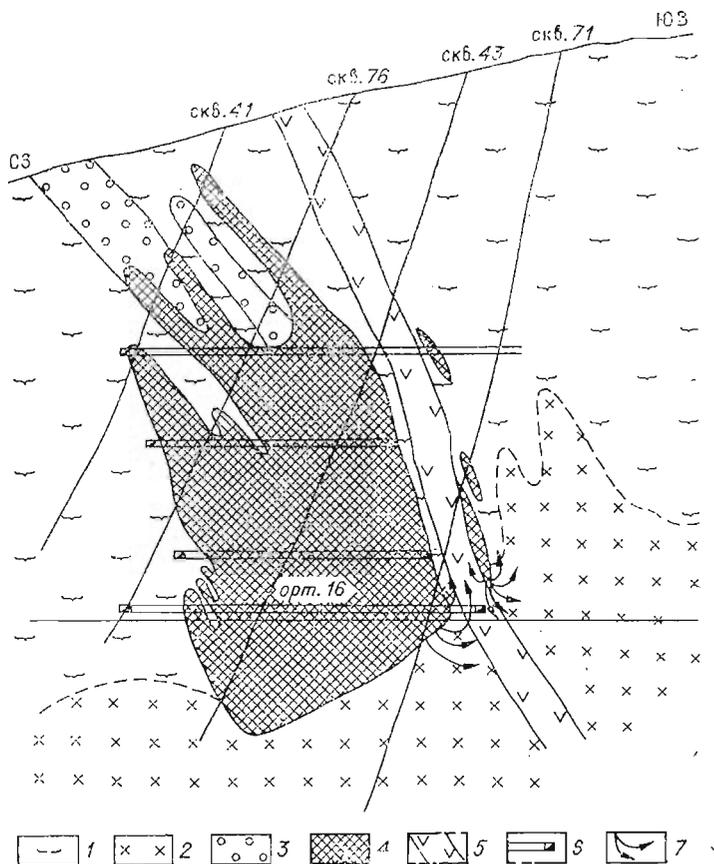


Рис. 12. Геологический разрез по разведочной линии IV—IV (месторождение Шалым).

1 — ороговикованная эффузивно-осадочная толща; 2 — сиениты; 3 — скарны; 4 — магнетитовая руда; 5 — дайка диабазы; 6 — горные выработки на разных горизонтах; 7 — схематическое изображение направления магнитных силовых линий около нижней выкладки рудного тела на участке В (см. рис. 11), где отбирались ориентированные образцы.

намагничивания, размером тела и его формой. Конфигурация магнитных силовых линий в области между окончаниями рудных тел, где расположен участок отбора ориентированных образцов, схематически изображена на рис. 12. Висячий бок дайки в области полевого штрека после ее внедрения намагнитился в положительном магнитном поле небольшого магнетитового тела, а лежащий бок отрицательно в магнитном поле Главного рудного тела. Несколько выше выработки, где дайка находится между рудными телами, она должна быть целиком намагничена с обратным знаком. К сожалению, этот участок не доступен для наблюдений. На рис. 12 видно, что магнитное поле между Главным рудным телом и дайкой направлено вверх, а сиениты, расположенные здесь, намагничены, как и в пределах всего месторождения, вниз, т. е. положительно. Этот факт с полной очевидностью свидетельствует о том, что формирование сиенитового интрузивного тела происходило до появления локального магнитного поля, созданного магнетитовыми рудами. Дайка же, секущая рудные тела (см. рис. 12), намагничивалась под влиянием локального поля, созданного рудными телами, поэтому в области преобладания размагничивающего поля намагнитилась отрицательно. Приведенный пример полностью противоречит концепции эффузивно-осадочного генезиса Шалымского и подобных ему железорудных месторождений Алтае-Саянской области. Если бы сиениты Кондомского района или адамеллиты и диоритовые порфириты Тельбесско-

го железорудного района были послерудными, в области действия размагничивающих полей рудных тел они были бы намагничены обратно. В области контактов с интрузивными телами руды, испытывшие термальный контактовый метаморфизм, имели бы более высокое значение фактора  $Q$ , чем имеют теперь.

Таким образом, изучение магнитных свойств магнетитовых руд и околорудных пород значительно обогащает и дополняет наши представления об относительном возрасте пород и о генезисе железорудных месторождений. По фактору  $Q = \frac{I_n}{\chi H_0}$  магнетитовых руд можно устанавливать, подвергались они контактовому метаморфизму или нет, а по направлению вектора  $I_n$  — относительный возраст магнетитов, даек и интрузивных тел. Измерение фактора  $Q$  доступно на всех стадиях разведки и эксплуатации железорудных месторождений. Что касается определения относительного возраста руд и интрузивных пород, то такая возможность появляется только при глубоком бурении и эксплуатации. Обратная намагниченность горных пород тех или иных геологических тел, образующихся после магнетитовых руд, может возникнуть лишь в области, где преобладает суммарное размагничивающее поле над положительным полем Земли. Такая возможность чаще всего возникает в нижнем полупространстве рудных тел, и особенно в области нижней выклинки их. В настоящее время почти все глубокие скважины подвергаются трехкомпонентному магнитному каротажу, в результате которого вычисляются величина и направление вектора  $I_n$  в любой точке скважины. Поэтому обнаружение участков интрузивных тел или даек, располагающихся в области отрицательных магнитных полей, и отбор по керну ориентированных образцов не составляют особого труда. Направление вектора интрузива из области отрицательного магнитного поля показывает их относительный возраст. Результаты исследования магнитных свойств магнетитовых руд и пород железорудных месторождений кондомской группы показали, что фактор  $Q$  их меньше единицы, а направление вектора  $I_n$  сиенитов в области действия размагничивающего поля рудного тела положительно. Фактор  $Q$  магнетитовых руд указывает на отсутствие термального контактового метаморфизма, а направление вектора  $I_n$  — на то, что сиенитовая интрузия древнее магнетитовых руд.

**О характере «ассимиляции», или разъедании, рудных тел интрузивами в горношорских месторождениях по геологическим данным.** Выше мы показали структурно-минералогические отношения руд и изверженных пород практически во всех горношорских магнетитовых месторождениях, в отношении которых в литературе высказывались соображения об их «разъедании» интрузивами и т. п. Ясны два обстоятельства: 1) рудные тела месторождений, за исключением Шерегешевского, не прорываются крупными интрузивами, а поэтому не могут подвергаться «разъеданию» и т. п. в широких масштабах. Послерудные дайки основного, кислого или щелочного состава в этом отношении существенной роли не играют; 2) как показывает анализ магнитных свойств руд (даже в случае Шерегешевского месторождения), рудные тела не подвергались существенному контактовому метаморфизму. Таким образом, представления о значительной роли контактового метаморфизма в преобразовании первично эффузивно-осадочных руд фактически ничем не обосновано. Поэтому анализ масштабов «ассимиляции» магнетитовых руд и скарнов гранитной магмой может идти лишь в отношении единственного случая сарлыкских гранитов на двух участках Шерегешевского месторождения в кондомской группе.

Картирование гранитного плутона в участках его соприкосновения с рудными и скарновыми телами, которые с большой полнотой вскрыты на нескольких горизонтах в северной и восточной частях месторождения, позволяет дать отрицательный ответ на представление о широких масштабах «ассимиляции» данных образований гранитным расплавом.

Здесь имеется лишь чисто механическое разрушение руд и скарнов, при котором обломки последних в небольшом количестве находятся на расстоянии до нескольких метров от контакта или в больших количествах встречаются в местах небольших инъекций гранитов в рудные тела на участке «Восточном» (см. рис. 6). При этом зон рассеянной вкрапленности магнетита с признаками его растворения, как это было описано для случая диабазовых даек на Тельбесском месторождении [68], здесь не отмечается. Структурно-минералогический характер взаимоотношения между гранитной породой и ксенолитами магнетитовых руд и скарнов описан ранее [61], поэтому здесь мы не приводим этих данных. Однако их анализ однозначно свидетельствует об отсутствии растворения или расплавления скарнов или магнетитовых руд при внедрении сарлыкских гранитов. Ранее [61] мы показали теплофизические условия становления данного плутона. При них нельзя ожидать развития «ассимиляции» руд, что и наблюдается в действительности.

Поэтому можно с полной определенностью указать на отсутствие геологических свидетельств протекания в сколько-нибудь широких масштабах процесса «ассимиляции» магнетитовых руд и скарнов интрузивами на горношорских месторождениях. Установив это, мы покажем причины вообще ограниченных масштабов «ассимиляции» руд и скарнов внедренными интрузивами в гипабиссальной фации.

#### **АНАЛИЗ ВОЗМОЖНЫХ МАСШТАБОВ «АССИМИЛЯЦИИ» МАГНЕТИТОВЫХ РУД И СКАРНОВ ИНТРУЗИВАМИ НА ОСНОВЕ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ДИНАМИКИ ТЕПЛО- И МАССОПЕРЕНОСА**

Под «ассимиляцией» петрологи понимают способность магматического расплава «усваивать» вмещающую его среду путем расплавления, растворения и механического ее разрушения. Исследовать процесс механического разрушения пород магмой затруднительно, поэтому он нами не обсуждался. Сторонниками эффузивно-осадочного генезиса магнетитовых горношорских месторождений отмечается возможность «ассимиляции» руд только в рамках гипотезы интрузивного процесса, по Дэли [29]. Она и будет нами рассматриваться с учетом того, что основой классической трактовки интрузии является представление о том, что силикатная жидкость, нагретая выше температуры солидуса или ликвидуса, под действием механических напряжений или литостатического давления выжимается из очага по магмапроводящим трещинным структурам в верхние этажи земной коры. При этом магматическая камера формируется или путем взламывания, раздвигания и распираания толщ пород, или путем проседания блоков пород в глубинные области, которые ранее занимал расплав. При этом попадающие в магму ксенолиты могут ассимилироваться, как и стенки магматической камеры. Данный процесс обсуждается в другой нашей работе, опубликованной в этом сборнике. Поэтому ниже будем рассматривать лишь «ассимиляцию» путем плавления и растворения вмещающих пород без инфильтрации летучих из магмы.

**Физические свойства сред и термодинамические условия формирования гипабиссальных интрузивов.** Процессы «ассимиляции» в случае плутоногенных месторождений протекают на глубинах порядка 0,5—5 км от поверхности [30], т. е. при давлениях от сотен атмосфер до 1,5 кбар. Температура пород перед интрузией на данных глубинах колеблется от десятков градусов до 200—300°C [16, 17], так как реакции регионального метаморфизма для данных глубин не характерны [16].

Температура магмы при внедрении может существенно колебаться для кислых и щелочных расплавов, но весьма незначительно для основных [16]. Для первых температура солидуса по данным изучения включений изменяется в пределах 700—1300°C, тогда как для вторых — в пре-

делах порядка 1000—1200°C. Температуры частичного или полного плавления различных эффузивно-осадочных водосодержащих пород на данных глубинах, по-видимому, колеблются в широком интервале температур: 700—1300°C [17]. Температуры плавления распространенных минералов руд и околорудных пород приведены согласно «Справочнику физических свойств пород и минералов» [51]:

1300	1300]	1400	1000	1300	1000	1100	1100°C
магнетит	гематит	шпинель	гранат	форсте-рит	клино-пироксен	альбит	калийный полевоы шпат

В расчетах также учтены физические свойства сред:

	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$C$ , кал/г·град	$\lambda$ , кал/см·с·град	$\mu$ , пз	$Q$ , кал/г	$D$ , см <sup>2</sup> /с
Порода . . . .	2,6—5	0,2	5—10 <sup>-3</sup>	—	100	—
Магма . . . .	2,4—2,6	0,4	2,10 <sup>-3</sup>	10 <sup>3</sup> —10 <sup>5</sup>	—	10 <sup>-6</sup> —10 <sup>-8</sup>

**Динамика химического и теплового взаимодействия перемещенного магматического расплава и вмещающей среды.** Ассимиляция вмещающей среды магматическим расплавом возможна только в случае, если на контакте интрузива и вмещающих пород не образуется корка изверженных пород, отделяющих расплав от непосредственного контакта с вмещающей средой. Поэтому первым необходимым условием проявления ассимиляции вмещающих пород магмой является наличие в расплаве температур больших, чем температура его затвердевания в области контакта с вмещающими породами. Далее, чтобы данный процесс протекал в заметных геологических масштабах, необходимо, чтобы указанное условие соблюдалось «достаточно долго». По-видимому, не требует специального обоснования тезис о том, что в перемещенных магмах при формировании гипабиссальных камер это условие может выполняться лишь тогда, когда скорости перемещения расплава достаточно велики и он не успевает охладиться при перемещении от очага до камеры. Наиболее благоприятными условия оказываются тогда, когда расплав «мгновенно» попадает из очага в камеру, не теряя первоначального теплового запаса. Этот предельный случай и рассматривается нами ниже. Если это необходимое условие соблюдается, можно ожидать два предельных механизма ассимиляции вмещающей среды магматической жидкостью:

1. Расплавление происходит, если температура магмы выше температуры вмещающих пород на некоторую вполне определенную величину (рис. 13). При этом максимальная скорость расплавления достигается тогда, когда температура в расплаве во всей области его существования поддерживается постоянной и равной первоначальной температуре магмы (см. рис. 13, б).

2. Если температура магмы ниже необходимой величины и равна температуре плавления вмещающих пород или меньше ее, то может происходить растворение вмещающей среды магматическим расплавом (рис. 14, а). При этом максимально быстро данный процесс будет осуществляться тогда, когда температура в области контакта между жидкостью и вмещающей породой со временем существенно не понижается, как и в случае

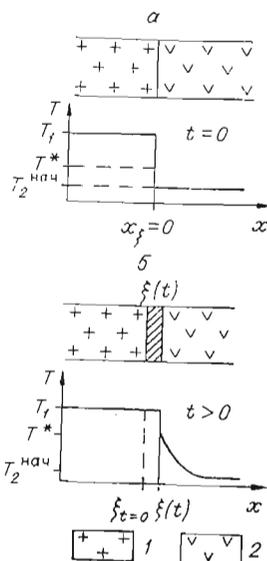


Рис. 13. Схема начальных условий в системе магма — вмещающая порода, когда возможно плавление пород (а); распределение температур в системе после расплавления пород, соответствующее мощности зоны  $\xi(t) - \xi_{t=0}$  (заштриховано) (б).

1 — магма; 2 — вмещающая среда.

максимальных скоростей расплавления (см. рис. 14, б). Характер растворения и скорость перемещения границы растворения вмещающих пород зависят от минерального состава, структуры пород и гидродинамики магмы. Так, при отсутствии напорного течения расплава или токов свободной конвекции в нем может существовать лишь диффузионный перенос растворяющихся компонентов внутрь магмы от контакта (рис. 15). Если в магме наблюдаются токи свободной конвекции или не слишком сильное турбулизованное течение и менее быстрый перенос массы (ламинарный, переходный режим течения), то в жидкости имеются две сопрягающиеся зоны переноса массы: зона  $O - l_1$  (см. рис. 15, б) с диффузионным переносом растворяющихся компонентов и зона  $l_1 - l_2$  с молярным переносом массы; их сопряжение характеризуется определенной величиной массопередачи. Наконец, при развитом турбулентном течении зона может быть практически вырождена. Поэтому при расчетах диффузионным торможением в пограничном слое расплава на контакте с вмещающей средой мы будем пренебрегать.

Строение зоны растворения зависит от минерального состава и структуры породы. Если растворяется мономинеральная однородная по структуре порода, граница между жидкостью и твердыми фазами практически ровная. При неоднородной структуре вмещающей породы она может быть неровной. Если растворяется полиминеральная порода, граница растворения всегда оказывается неровной, в ее области присутствует различной протяженности зона расплава с дезинтегрированными зернами минералов. Последнее связано с тем, что скорость растворения минералов в силикатном расплаве, состав и строение которых различны, неодинакова. Поэтому должна проявляться зона  $O - l_1$  (см. рис. 15, з), где величина и количество нерастворенного вещества меняются от нуля на границе  $l_1$  до максимума у раздела породы и жидкой фазы. В области за пределами границы  $l_1$  существует гомогенная жидкость. Такая стройная схема растворения

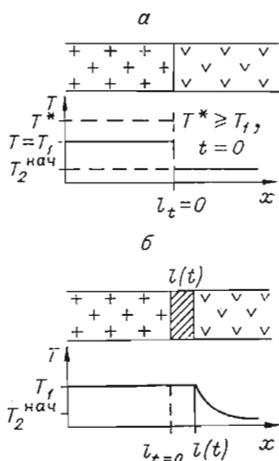


Рис. 14. Схема развития процесса изотермического растворения пород магмой.

а — начальные условия; б — спустя некоторый отрезок времени  $t > 0$ . Усл. обозн. см. на рис. 13;  $l$  — граница фазового раздела,  $l(t)$  —  $l_{t=0}$  — мощность зоны растворения пород магмой.

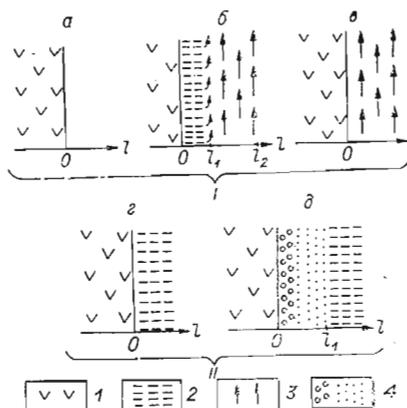


Рис. 15. Возможные предельные случаи гидродинамических условий массообмена между магмой и вмещающей средой при растворении.

а — диффузионный массообмен; б — ламинарный поток жидкости (зона  $l_1 - l_2$ ); диффузионный массообмен (зона  $O - l_1$ ); в — турбулентный поток; г — растворение мономинеральной среды; д — растворение полиминеральной среды (зона  $O - l_1$  — гетерофазное состояние в системе, зона  $> l_1$  — гомогенная жидкость). 1 — вмещающая среда; 2 — неподвижная магма; 3 — движущийся магматический расплав; 4 — зона, где имеется жидкость с нерастворенными кристаллами.

может реализоваться при чисто диффузионном механизме растворения. При наличии движения расплава нерастворенные частицы могут уноситься от границы растворения, и описанная картина нарушается. Рассмотрим лишь предельные случаи развития процессов ассимиляции, для которых имеются решения задач динамики. Они интересны в петрологическом отношении потому, что позволяют получить оценки максимальных скоростей ассимиляции вмещающей среды магмой.

Учитывая все сказанное, можно предложить следующее приближенное аналитическое описание динамики взаимодействия магмы в камере и вмещающей среды (для простоты рассматривается одномерный случай). Пусть в области  $x < \xi$  (см. рис. 13) имеется магматический расплав с начальной температурой  $T_1$ , а в области  $x > \xi$  — вмещающая его однородная твердая среда с начальной температурой  $T$  и температурой плавления  $T_2$ . В момент времени  $t=0$  приведем в соприкосновение твердую и жидкую фазы. Процесс их теплового и химического взаимодействия характеризуется следующей системой дифференциальных уравнений начальных и граничных условий.

Уравнения теплопереноса во вмещающей среде:

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = a_2 \frac{\partial^2 T_2}{\partial x^2}, \quad \xi(t) < x < \infty. \quad (3)$$

Уравнения теплопереноса в расплаве:

$$\frac{\partial T_1}{\partial t} = a_1 \frac{\partial^2 T_1}{\partial x^2}, \quad \xi(t) > x. \quad (4)$$

Уравнения переноса массы в зоне неполного растворения:

$$\frac{\partial C_i^p}{\partial t} = D_i^p \eta \frac{\partial^2 C_i^p}{\partial x^2}, \quad l_1 < x. \quad (5)$$

Уравнение переноса массы в расплаве, где твердые фазы отсутствуют:

$$\frac{\partial C_i^p}{\partial t} = D_i^p, \quad \frac{\partial C_i^p}{\partial x^2}, \quad l_1 > x. \quad (6)$$

Граничные условия на контакте магмы и вмещающей среды:

$$\lambda_1 \frac{\partial T_1}{\partial x} - \lambda_2 \frac{\partial T_2}{\partial x} = \rho_2 Q \frac{d\xi}{dt}, \quad (7)$$

$$T[\xi, t] = T_1[\xi, t] = T_2[\xi, t] = T_1^*. \quad (8)$$

В общем случае

$$T_1^* = T^* \{1 \pm k [C_i^p(\xi, t)]\}, \quad i=1, 2, 3, \dots, n. \quad (9)$$

Условие (9) означает, что температура плавления  $T^*$  (кристаллизации) является функцией концентрации компонентов в расплаве  $C_i$ , которая определяется начальным составом расплава, вмещающих пород и диффузионными процессами в силикатной жидкости и во вмещающих породах. При этом можно предвидеть, как уже говорилось, два случая в развитии теплового и химического взаимодействия магмы с вмещающей породой, когда последняя поглощается магмой: при условии  $T_1 > T^*$  происходит расплавление вмещающих пород и «усвоение» расплавленных вмещающих пород путем диффузии или свободной конвекции остальной массой силикатной жидкости. При условии  $T_1 < T^*$  происходит только растворение вмещающих пород силикатным расплавом.

Во втором случае

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = -D_i^p \frac{\partial C_i^p(\xi, t)}{\partial x}. \quad (10)$$

Для простоты будем полагать, что

$$C_i^p(\xi, t) = C_0 = \text{const.} \quad (11)$$

Когда  $T_1 > T_1^*$ , фронты расплавления и диффузии в общем случае не совпадают, что связано с различными скоростями тепло- и массопереноса в системе.

Остановимся на анализе динамики растворения вмещающей среды магматическим расплавом, когда  $T_1 < T_1^*$ . Для этого воспользуемся решением задачи Н. Н. Веригина [9] для следующих условий:

$$C_i^n(\infty, t) = C_i^n = \text{const}, \quad C_i^p(x, 0) = C_0 = \text{const.} \quad (12)$$

Учитывая выписанные аналитические зависимости, рассмотрим максимально возможные скорости растворения магнетитовых руд и скарнов в гранитоидном расплаве, полагая, что выполняются условия рис. 15.

Решение задачи динамики из [9] для случая растворения мономинеральной породы (руды) сводится к следующему. При растворении однородного мономинерального вещества, если пренебречь нелинейным условием (10) на границе растворения, распределение концентрации растворяющихся компонентов породы в магме можно с достаточной для первого приближения точностью описать известным решением задачи о диффузии в полуграниченную среду [38]:

$$C_i = C_i^p + \Delta C_i \left[ 1 - \text{erf} \frac{x}{2\sqrt{D_i^p t}} \right]. \quad (13)$$

Граница растворения перемещается со временем по закону

$$l(t) = 2\sqrt{D_i^p t \gamma}, \quad (14)$$

где

$$\gamma = \frac{1}{\pi} \left( \frac{C_i^n - C_i^p}{\rho} \right)^2.$$

Если растворяется полиминеральная порода, то выражения для определения концентрации диффундирующих компонентов в расплаве и параметре  $\gamma$  усложняются, так как в этом случае необходимо учитывать замедление скорости диффузионного переноса в зоне  $0 - l_1$  (см. рис. 15, а) и содержания  $i$ -компонента в минералах или в единице объема породы. С учетом этих фактов в зоне растворения I распределение  $i$ -компонента со временем можно представить так:

$$C_i^I = C_i^0 + \Delta C_i \frac{\kappa^1 \sqrt{\eta} - \text{erf} \frac{x}{2\sqrt{D_i^p t}}}{\kappa^1 \sqrt{\eta} + \text{erf} \sqrt{\gamma/\eta}}. \quad (15)$$

В зоне растворения II распределение концентрации  $i$ -компонента определяется по выражению

$$C_i^{II} = C_i^0 + \Delta C_i \frac{\kappa' \sqrt{\eta}}{\kappa' \sqrt{\eta} + \text{erf} \sqrt{\gamma/\eta}} \left[ 1 - \text{erf} \frac{x}{\sqrt{D_i^p t}} \right]. \quad (16)$$

Перемещение границы растворения описывается формулой (14), в которой параметр  $\gamma$  определяется из трансцендентного уравнения

$$\frac{C_i^n - C_i^p}{\rho} = \sqrt{\frac{\pi \gamma}{\eta}} \left[ \exp\left(\frac{\gamma}{\eta}\right) \left( \text{erf} \sqrt{\frac{\gamma}{\eta}} + \kappa' \sqrt{\eta} \right) \right]. \quad (17)$$

Если в силикатной жидкости имеются конвективные токи и при этом качественно их картина совпадает с условиями рис. 15, то при предпо-

ложения, что концентрация  $i$ -компонента в области конвективных токов постоянна, решение задачи диффузии будет выглядеть следующим образом. Во-первых, будем иметь два параметра, определяющих интенсивность массообмена на границе растворения  $\gamma$  и сопряжение зоны диффузионного и конвективного массопереноса  $\gamma_1$ , которые отыскиваются по уравнениям

$$\frac{C_i^n - C_i^p}{\rho} = \sqrt{\frac{\pi\gamma}{\eta}} \exp\left(\frac{\gamma}{\eta}\right) \left( \operatorname{erf} \sqrt{\frac{\gamma}{\eta}} + \kappa^1 \sqrt{\eta} \operatorname{erf} \sqrt{\gamma_1} \right), \quad (18)$$

$$\frac{C_i^n - C_i^p}{\rho} = \frac{1}{\kappa^1} \sqrt{\frac{\pi\gamma}{\eta}} \exp(\gamma_1) \left( \operatorname{erf} \sqrt{\frac{\gamma}{\eta}} + \kappa' \sqrt{\eta} \operatorname{erf} \sqrt{\gamma_1} \right). \quad (19)$$

Распределение концентрации в зоне диффузии при растворении полиминеральной породы для жидкости определяется выражением

$$C_i^I = C_i^0 + \frac{\Delta C_1 \left( \kappa' \sqrt{\eta} \operatorname{erf}(\gamma_1) - \operatorname{erf} \frac{x}{2\sqrt{D_i^p t}} \right)}{\operatorname{erf} \sqrt{\frac{\gamma}{\eta}} + \kappa^1 \sqrt{\eta} \operatorname{erf} \sqrt{\gamma_1}}, \quad (20)$$

а в гетерофазном участке — выражением

$$C_i^{II} = C_i^0 + \frac{\Delta C_1 \kappa' \sqrt{\eta} \left( \operatorname{erf} \sqrt{\gamma_1} - \operatorname{erf} \frac{x}{2\sqrt{D_i^p t}} \right)}{\operatorname{erf} \sqrt{\frac{\kappa'}{\eta}} + \kappa' \sqrt{\eta} \operatorname{erf} \sqrt{\gamma_1}}. \quad (21)$$

При развитии турбулентном режиме, когда зона диффузии считается нами вырожденной, скорость перемещения границы растворения однокомпонентной породы со временем описывается уравнением (14). Параметр  $\gamma$  из нее находится по формуле

$$\frac{C_i^n - C_i^p}{\rho} = \sqrt{\pi\gamma} \operatorname{erf} \sqrt{\gamma} \exp(\gamma). \quad (22)$$

В последнем случае скорость перемещения границы максимальна и может служить предельной оценкой скорости ассимиляции пород магмой при растворении. При этом скорости конвективного и диффузионного растворения для случая однородного мономинерального вещества определяются из значений  $\gamma$  и  $\gamma_1$ :

$$\frac{W_{\text{конв}}}{W_{\text{диф}}} = \sqrt{\frac{\gamma_1}{\gamma}} = \sqrt{\frac{\pi\rho}{2\Delta C_i}}. \quad (23)$$

Для полиминеральной породы соответственно вводятся величины  $\kappa^1$  и  $\eta$ :

$$\frac{W_{\text{конв}}}{W_{\text{диф}}} = \kappa' \sqrt{\frac{\pi\rho\eta}{2\Delta C_i}}. \quad (24)$$

Рассмотрим случай динамики плавления вмещающих пород, когда температура расплава постоянна (допустим, из-за чрезвычайно интенсивной свободной конвекции). Система (1) — (2) в этом случае примет вид:

$$\frac{\partial T_1}{\partial t} = 0, \quad x < \xi(t), \quad t > 0, \quad (25)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = a_2 \frac{\partial^2 T_2}{\partial x^2}, \quad x > \xi(t), \quad t > 0, \quad (26)$$

$$\lambda_2 \frac{\partial T_2}{\partial t} + \rho_2 Q \frac{d\xi}{dt} = 0. \quad (27)$$

Процесс плавления при этом возможен, если

$$\rho_2 Q = C_1 \rho_1 (T_1 - T_1^*). \quad (28)$$

Решение задачи с учетом условий (7) — (9) при  $t > 0$ , как показано в [24], имеет вид:

$$\xi(t, x) = 2\beta \sqrt{a_2 t}, \quad (29)$$

$$T_2(x, t) = T_2 + A \left( 1 - \operatorname{erf} \frac{x}{2\sqrt{D_1^2 t}} \right), \quad (30)$$

где

$$A = \frac{T_1 - T^*}{1 - \operatorname{erf} \beta}. \quad (31)$$

При этом параметр  $\beta$  определяется по формуле

$$\beta \exp(\beta^2) (1 - \operatorname{erf} \beta) = \frac{(T_1 - T_1^*) c_2}{\sqrt{\pi} Q}. \quad (32)$$

Причем справедливо условие (26)

$$\beta_{\text{сxp}}(\beta^2) (1 - \operatorname{erf}) < 1. \quad (33)$$

**Основные петрологические следствия, вытекающие из задач динамики ассимиляции.** Определим термодинамические условия в земной коре, при которых возможно плавление вмещающих пород интрузивов в широких масштабах. Для этого необходима определенная разность между температурой плавления породы и начальной температурой расплава. Ее можно найти из уравнения (28). Далее, необходимо указать такие условия процесса, когда параметр  $\beta \geq 0$  и нет перемещения фазовой границы  $\xi$  в область  $x < 0$ . Напомним, что нами рассматривается максимально благоприятный для развития ассимиляции случай, когда  $\frac{\partial T_1}{\partial t} = 0$ .

Учитывая это, запишем:

$$\frac{c_2 (T_1 - T_1^*)}{Q \sqrt{\pi}} < 1. \quad (34)$$

Отсюда определим величины начальных температур вмещающих пород, когда процесс ассимиляции может протекать в широких масштабах. Подставляя значения  $T$ ,  $Q$ ,  $c$  и т. п. в (28), находим, что плавление вмещающих пород возможно, когда  $\Delta T = T_1 - T_1^* \geq 70 - 100^\circ \text{C}$ . А в широких масштабах из (32) обнаруживаем необходимость условия  $T_2^{\text{нач}} > 600^\circ \text{C}$ . Если эти термодинамические условия в коре выполняются, перемещение границы плавления пород в принятой модели по порядку величин описывается (с учетом значений  $a$  и т. н.) уравнением

$$\xi(t) \approx 10^{-2} \sqrt{t} \text{ см/с}^{1/2}. \quad (35)$$

Уравнение (35) получено с учетом табулированных значений функции [24]

$$\beta \exp(\beta^2) (1 - \operatorname{erf} \beta).$$

Рассчитанные по (35) возможные размеры зоны расплавления вмещающих пород интрузивом ( $\xi(t)$ ) приводятся ниже:

Время, годы . . . . .	3	330	$3 \cdot 10^4$	$3 \cdot 10^6$
$\xi(t)$ , м . . . . .	0,9	10	100	1000

Видно, что в гипабиссальной фации, где начальные температуры вмещающих пород, как правило, ниже  $400^\circ \text{C}$  [16], процессы плавления, связанные с внедрившимся магматическим телом, могут протекать в весьма

ограниченных масштабах. При этом размеры зон расплавления даже у крупных интрузивов вряд ли могут превосходить метры или десятки метров.

По-видимому, «ассимиляция» возможна в широких масштабах лишь в глубинах коры, где начальные температуры пород выше 400—500°C. Ассимиляция вмещающей среды путем растворения ее в магме еще более ограничена. Это очевидно уже из сравнения величин  $D$  и  $a$ , входящих в уравнения перемещения границ растворения и расплавления. Действительно, величины температуропроводности пород порядка  $10^{-2}$ , а величины коэффициентов диффузии компонентов в силикатных расплавах  $\approx 10^{-6} - 10^{-8}$  см<sup>2</sup>/с, т. е. скорости перемещения границ различаются на 1—2 порядка.

Проиллюстрируем это положение расчетами. Полагаем, что в гранитном расплаве растворяется магнетит или клинопироксен при отсутствии диффузионного торможения, т. е. процесс ассимиляции протекает максимально быстро. Тогда согласно (14) получим следующие оценки скорости растворения магнетитового или скарнового тела в магме (табл.1).

Но сколь ни малы бы были масштабы ассимиляции вмещающей среды интрузивом, можно не только распознать ее проявления после затвердевания магмы, но в ряде случаев определить даже механизм процесса. Так, при отсутствии интенсивных токов свободной конвекции в магме в случае развития ассимиляции вмещающей среды в интрузиве при кристаллизации в области контакта зафиксируются определенные концентрационные профили компонентов. Действительно, при плавлении на месте вмещающей породы возникает расплав, состав которого или идентичен составу «субстрата», или мало от него отличается: смещение «ювенильного» и «местного» силикатных расплавов протекает со скоростями диффузионного переноса, которые весьма малы. При растворении же пород концентрационные профили компонентов в эндоконтакте интрузива будут в первом приближении отвечать соотношениям (13), (15) — (17), (20), (21) в зависимости от конкретных начальных условий состава магмы и вмещающей среды. Раскроем существо указанных зависимостей. Действительно, допустим, идет изотермическое смещение базальтового и водонасыщенного гранитного расплава при температурах выше температуры ликвидуса для той и другой жидкости. При этом можно положить для  $\text{SiO}_2$   $D_1 \approx D_2 \approx 10^{-8}$  см<sup>2</sup>/с [18]. Для «среднего» базальта и гранита массовая доля  $\text{SiO}_2$  соответственно 0,9 и 0,89 г/кал, а коэффициенты массопроводности  $\lambda_1 \sim 45 \cdot 10^{-9}$  г/кал·см·с,  $\lambda_2 \sim 6 \cdot 10^{-9}$  г/кал·см·с, относительные концентрации 0,7; 0,5, объемные 1,3 и 1,88 г/см<sup>3</sup>, плотности расплавов 2,6 и 2,4 г/см<sup>3</sup>. Относительная концентрация на границе смещения в таком случае составит 0,55 первоначальной разности концентраций  $\text{SiO}_2$  в расплавах. Поэтому без большой погрешности расчет можно проводить по формуле (13). Если же коэффициенты как в случае базальта и «сухого» гранита, то соотношения в концентрационных профилях будут существенно иными, поскольку относительная концентрация на границе смещения всего приблизительно на 0,1 отличается от первоначальной разности. Вычисления по (13) с учетом указанных параметров показывают, что смещение силикатных жидкостей протекает чрезвычайно медленно даже при равенстве коэффициентов диффузии. Так, в метре от первоначального контакта лишь через 10 лет в базальтовом рас-

Т а б л и ц а 1  
Скорости перемещения границ растворения магнетитового рудного тела (а) и пироксенового скарна (б)

Время, год	$D_i$ см <sup>2</sup> /с	$l$ , м	$D_i$ см <sup>2</sup> /с	$l$ , м
а				
300	$10^{-8}$	0,1	$10^{-6}$	1
$3 \cdot 10^4$	$10^{-8}$	1	$10^{-6}$	10
$10^6$	$10^{-8}$	1,7	$10^{-6}$	17
$3 \cdot 10^6$	$10^{-8}$	5	$10^{-6}$	50
б				
300	$10^{-8}$	0,02	$10^{-6}$	0,24
$3 \cdot 10^4$	$10^{-8}$	0,24	$10^{-6}$	2,4
$10^6$	$10^{-8}$	0,42	$10^{-6}$	4,2
$3 \cdot 10^6$	$10^{-8}$	1,26	$10^{-6}$	12,6

плаве содержание диффундирующего компонента увеличится всего на 0,3 первоначальной разности концентрации. Иными словами, области диффузионного смешения в магме небольшие. Кроме химических данных в виде концентрационных профилей компонентов в интрузиве, которые являются самыми важными свидетельствами наличия и характера ассимиляционных процессов, можно указать ряд косвенных критериев, позволяющих оценить как возможность, так и максимальную продолжительность ассимиляционных процессов в отношении данного внедренного объема расплава.

Основное условие проявления процессов ассимиляции вмещающих пород интрузивом — перегрев магмы выше температуры ликвидуса при заполнении камеры. Наличие в интрузиве «интрателлурических» вкрапленников минералов является первым свидетельством того, что данный массив не мог в существенных масштабах ассимилировать вмещающую среду.

Фашии «закалки» в интрузиве — также свидетельство отсутствия ассимиляции вмещающих пород, как и неравновесные распределения компонентов в изверженной породе. Крупно- или равномернозернистая структура пород и квазиравновесные распределения компонентов между минеральными фазами в изверженных породах могут служить указанием на вероятность ассимиляции вмещающих пород. Эти признаки приобретают важное значение в том случае, когда можно предположить быстрое конвективное перемешивание в магме, при котором уничтожаются диффузионные концентрационные профили. Максимальные масштабы ассимиляции в этом случае можно оценить, используя для этих целей правило Хворинова [58]: кристаллизация расплава, перемещенного в некоторую емкость, температура стенок которой ниже температуры солидуса расплава, начнется после того, как от расплава отведена теплота кристаллизации. Время отвода теплоты перегрева можно оценить по формуле Хворинова

$$t = \left( \frac{2Rc_1\Delta T}{Q\beta} \right)^2. \quad (36)$$

Т а б л и ц а 2  
Максимально возможные размеры зон ассимиляции вмещающей среды гипабиссальными интрузивами

Максимально возможное время отвода теплоты перегрева $t$ , год	Поперечник интрузива $R$ , м	Перегрев, °C	Ширина зоны ассимиляции $l$ , м
20	200	100	1,3
70	200	200	2,4
170	200	300	4
440	500	100	6,6
1 800	1000	100	12,6
	500	200	
4 000	500	300	20
7 000	1500	100	
	1000	200	25
16 000	2000	100	
	1000	300	27
	1500	200	
30 000	1000	300	50
64 000	2000	200	75
250 000	2000	300	153

П р и м е ч а н и я: 1. Параметр скорости турбулентного растворения  $\gamma$  в гранитном расплаве стенокамеры, сложенной пироксеновым скарном, равен  $10^{-4}$ , коэффициент диффузии  $D = 10^{-8}$  см<sup>2</sup>/с; 2. Времена отвода теплоты перегрева завышены, по-видимому, не менее чем на порядок;  $\rho = 2,4$  г/см<sup>3</sup>.

В действительности время, когда кристаллизации не происходит, меньше вычисленного таким образом, поскольку в силикатных расплавах правило [58] не выполняется из-за высокой вязкости. Но этот прием может быть полезным для получения приближенных оценок, когда другие возможности отсутствуют. Попробуем применить этот подход для случая горношорских месторождений. В крупных интрузивах, известных в окрестностях рудных тел в Тельбесском и Кондомском районах, имеются следующие соотношения. Более или менее однороднозернистые структуры изверженных пород наблюдаются в гранитоидах Тельбесского плутона и сиенитах Кубесского плутона. Для них оценку максимальных масштабов ассимиляции можно дать из следующих соображений. Рассчитаем максимально вероятные времена отвода теплоты перегрева (36). Зная

времена протекания процессов растворения, по (13) и (14) можно вычислить максимально возможную массу ассимилированных пород или руд интрузивами. Такой расчет сделан в табл. 2 для случая контакта пироксеновых скарнов и гранитной магмы. Из расчета следует, что при допущении самых благоприятных условий развития ассимиляции окружающих пород (как и руд) масштабы процесса даже для весьма значительных по размерам интрузивов настолько малы, что считать их ответственными за «съедание» рудных горизонтов не представляется возможным.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев В. И. Об определении направления вектора остаточного намагничивания с использованием при этом текстурных особенностей магнетитовых руд Таштагольского месторождения.— «Геол. и геофиз.», 1960, № 5, с. 121—125.
2. Богацкий В. В. Геологические особенности южносибирских магнетитовых месторождений гидросиликатного типа.— «Разв. и охрана недр», 1957, № 9, с. 8—10.
3. Богацкий В. В. Новый саянский тип метасоматических магнетитовых месторождений.— В кн.: Материалы по геологии Красноярского края. Вып. 1, 1961, с. 145—153.
4. Богнибов В. И. Интрузивные комплексы Тельбесского района Горной Шории. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1968. 26 с.
5. Батов И. А. Геология и минералогия железорудных месторождений кондомской группы.— В кн.: Материалы по геохимии Западно-Сибирского края. Вып. 18. Томск, 1935.
6. Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской горной области. М., 1963. 291 с.
7. Вейнсберг А. К. Физические свойства железных руд различного генезиса. Методика, техника и результаты геофизической разведки. М., «Недра», 1967, с. 327—331.
8. Вешев А. В. Зависимость магнитной восприимчивости горных пород и руд от содержания ферромагнитных минералов. Вып. 2. М., ВПРГ, 1950, с. 68—81.
9. Веригин Н. Н. Диффузия у поверхности твердого тела, находящегося в жидкости.— «Ж. физ. химии», 1958, т. 32, вып. 10, с. 2097—2106.
10. Дербиков И. В. О влиянии тектоники на качественный состав месторождений.— «Вестн. ЗСГУ», 1937, № 1, с. 70—77.
11. Дербиков И. В. Зональность литофильных элементов скарновых месторождений.— «Вестн. ЗСГУ», 1947, № 6, с. 26—34.
12. Дербиков И. В. К вопросу о первичной зональности литофильных элементов в железорудных месторождениях Западной Сибири. М., Госгеолиздат, 1961, с. 3—43.
13. Дербиков И. В. О природе так называемого «гидросиликатового» (саянского) типа контактово-метасоматических изменений.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 12, с. 113—125.
14. Дербиков И. В., Рудкевич И. С. Железорудные месторождения Горной Шории в свете вулканогенно-осадочной теории рудообразования. Новосибирск, 1971, 91 с.
15. Дымкин А. М., Шарапов В. Н. Дайковые комплексы Тельбесского района в Горной Шории.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 12, с. 11—21.
16. Добрецов Н. Л., Резердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. Т. 1. М., 1970, 418 с.
17. Дударев А. Н., Кудрявцев В. А., Меламед В. Г., Шарапов В. П. Теплообмен в магматогенных процессах. Новосибирск, «Наука», 1972, 124 с.
18. Гельд П. В., Есин О. А. Физическая химия пирометаллургических процессов. М., «Металлургия», 1966. 690 с.
19. Звегинцев А. Г., Гранкин П. И., Звегинцева Л. Н. О возможности самообращения намагниченности в двухкомпонентных системах при магнитостатическом взаимодействии.— В кн.: Материалы VIII конф. по построению геомагнитного поля и палеомагнетизму. Ч. 1. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 85—89.
20. Зейн Ф. Ю., Шарапов В. Н. Дайковые породы Кондомского района в Горной Шории. Кемерово, 1970, с. 116—123.
21. Золотарев П. П. К теории процесса замерзания толщ растворов.— ПМТФ, 1966, № 3, с. 154—157.
22. Касандров Э. Г. Состав, взаимоотношение и условия образования апатит-магнетитовых руд Холзунского месторождения на Алтае. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1972. 16 с.
23. Калинин Д. В., Шарапов В. Н., Лалин С. С. О скарнировании алюмосиликатных пород.— В кн.: Физика и физико-химия рудообразующих процессов. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 106—113.
24. Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М., ИЛ, 1965. 487 с.
25. Корель В. Г. Петрология магнетитовых месторождений Алтае-Саянской области. М., «Недра», 1972. 151 с.

26. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 335—453.
27. Крутиховская З. А., Завойский В. Н., Подоляно С. М., Совенко Б. Намагниченность пород железорудных формаций Большого Кривого Рога и КМА. Киев, «Наукова думка», 1964.
28. Кузнецов Ю. А. Железооруденение и генетические типы интрузий.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1955, № 2, с. 35—43.
29. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, 387 с.
30. Кушнарев И. П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1969. 44 с.
31. Лапин С. С., Проданчук А. Д. Месторождение Темир-Тау.— В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. 1. Кн. 2. М., 1959, с. 137—156.
32. Лапин С. С., Шарапов В. Н. О генезисе Абаканского месторождения (Западный Саян).— «Геол. и геофиз.», 1961, № 4, с. 36—51.
33. Лапин С. С., Шарапов В. Н. Структурно-генетические особенности месторождения Темир-Тау (Горная Шория).— «Геол. и геофиз.», 1964, № 1, с. 110—123.
34. Лапин С. С., Шарапов В. Н. О вулканогенно-осадочном генезисе Абаканского железорудного месторождения.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 8, с. 148—153.
35. Лапин С. С. О возможных случаях обратной полярности у термонамагнитических горных пород.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 5; с. 100—113.
36. Лапин С. С. О причинах обратной намагниченности горных пород без инверсий магнитных полюсов Земли. Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 5, 1968, с. 68—73.
37. Лапин С. С. Механизм самообращения намагниченности окисляющихся зерен магнетита.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 12, с. 86—94.
38. Лыков А. В. Теория теплопроводности. М., «Высшая школа», 1967. 592 с.
39. Муратов Д. И. Фактор Q и причины его определяющие.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1964, № 12, с. 1801—1810.
40. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., «Мир», 1965. 347 с.
41. Петрова Г. Н., Печерский Д. М. Магнитные характеристики базальтов и перидотитов рифтовой зоны Индийского океана.— «Compt. rend Union geodes et geophys. internat.», 1969, № 19, pt. 1.
42. Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железооруденение юга Средней Сибири. М., «Наука», 1971. 312 с.
43. Поспелов Г. Л. Исторический очерк.— В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. 1. Кн. 1. М., 1958, с. 11—18.
44. Поспелов Г. Л. О закономерностях размещения магматогенных железорудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М., Изд-во АН СССР. 1959, с. 244—288.
45. Поспелов Г. Л., Лапин С. С. О геологических методах поисков железорудных тел, скрытых на глубине.— В кн.: Ученые Сибири — Кузбассу. Кемеровское книжное изд-во, 1961, с. 35—51.
46. Поспелов Г. Л. Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 3—4, с. 18—38; 24—41.
47. Селлверстова М. И. Генезис и поисковые критерии магнетитовых месторождений Кондомского рудного района.— «Сов. геол.», 1971, № 6, с. 36—48.
48. Свияжков В. И. Особенности формирования магнетитово-скарновых месторождений Горной Шории. Новосибирск, «Наука», 1968. 112 с.
49. Свияжков В. И., Дударев А. Н. Теплоэнергетический анализ образования магнетитовых скарнов.— В кн.: Физика и физико-химия процессов рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 222—240.
50. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1965, (1-е изд.), 1969 (2-е изд.). 590 с.
51. Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969, 541 с.
52. Тюлюпо В. М. Минералогия и вопросы генезиса магнетитовых месторождений осевой зоны Кузнецкого Алатау. Автореф. канд. дис. Томск, 1969.
53. Усов М. А. Тельбесская группа железорудных месторождений.— В кн.: Минерально-сырьевая база КМК. Томск, 1933, с. 28—45.
54. Усов М. А. Тельбесский железорудный район.— «Изв. СОГРТ», 1927, вып. 5, 82 с.
55. Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений. Изд. 1. Томск, 1933. 200 с.
56. Усов М. А. Железные руды. Сибирская советская энциклопедия. Т. 1. Железные руды, 1929.
57. Усов М. А. Геологическое строение и запасы железных руд Тельбесского района.— В кн.: Материалы по изучению Сибири. Т. 1. Томск, 1930, с. 1—75.
58. Хворянов Н. И. Кристаллизация и неоднородность стали. М., Машгиз, 1958, 389 с.
59. Шарапов В. Н. Геологические особенности метасоматических месторождений железа Тельбесского и Кондомского районов в Горной Шории. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1964. 17 с.

60. Шарапов В. Н., Лапин С. С. О влиянии состава замещаемых рудами пород на распределение железа в рудных телах некоторых метасоматических месторождений Алтае-Саянской горной области.— «Геол. рудн. месторожд.», 1965, № 1, с. 23—36.
61. Шарапов В. Н., Лапин С. С., Васильева А. И. Еще раз о контактовом метаморфизме Шерегешевского месторождения в Горной Шории.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 11, с. 52—60.
62. Шарапов В. Н., Каминская В. И. Генетические особенности метасоматических железорудных месторождений Тельбесского и Кондомского районов в Горной Шории.— В кн.: Геология и генезис железорудных месторождений Сибири. М., «Наука», 1968, с. 115—123.
63. Шарапов В. Н., Дударев А. Н. Основные типы зональности метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саяна.— В кн.: Геология и генезис железорудных месторождений Сибири. М., «Наука», 1968, с. 66—83.
64. Шарапов В. Н. О форме проявления и условиях образования щелочных метасоматитов в некоторых железорудных месторождениях Алтае-Саяна.— В кн.: Геология и генезис железорудных месторождений Сибири. М., «Недра», 1968.
65. Шарапов В. Н., Лапин С. С., Васильева А. И., Гулецкая Э. С. Зональность и формы ее проявления в Кондомском районе.— В кн.: Физика и физико-химия процессов рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 191—206.
66. Шахов Ф. Н. К теории контактовых месторождений. Вып. 1. М., 1947, 94 с.
67. Храмов А. Н., Петрова Г. Н., Комаров А. Г., Кочегура В. В. Методика палеомагнитных исследований. Л., Гостехиздат, 1961. 131 с.
68. Яновский Б. М. Земной магнетизм. Л., изд. ЛГУ, Т. 2, 1963, 445 с.
69. Ярошинский Е. В., Сергеев В. Н. Ксенолиты магнетитовой руды из даек Тельбесского месторождения.— «Геол. рудн. месторожд.», 1961, № 3, с. 28—102.

*А. С. Ланухов*

## ТИПЫ РИТМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Для колчеданно-полиметаллических месторождений различных минеральных и формационных типов характерно широкое развитие макро- и микроритмических форм зональности. До последнего времени детально изученными были лишь микроритмические типы зональности, проявляющиеся в виде параллельно- или концентрически-полосчатых тектур рудных масс. Как показали Н. С. Скрипченко [11—12], Э. Г. Дистанов и К. Р. Ковалев [3—5], важное генетическое значение принадлежит конседиментационным типам зональности, которые обусловлены многоплановым чередованием карбонатного, сульфидного и туфогенного материала, отлагающегося в пределах гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений. Последние, однако, имеют много общих черт с аналогичными образованиями гидротермально-метасоматического происхождения. Сходны они по составам ведущих рудообразующих компонентов, текстурным особенностям руд, условиям локализации среди вулканогенных пород и другим конвергентным признакам [13].

Определенные элементы сходства обнаруживаются и в условиях развития рудообразующих флюидных динамических систем, формирующих данные месторождения. В частности, Э. Г. Дистановым и К. Р. Ковалевым [5] на примере гидротермально-осадочного Озерного месторождения показаны отчетливые признаки структурного контроля оруденения (приуроченность зон рудной минерализации к рудоподводящим дизъюнктивным структурам, локализация оруденения в пределах активно развивающейся грабен-синклинальной структуры и т. д.) в проявлении наиболее ярко выраженной вертикальной компоненты зональности. Однако для месторождений гидротермально-осадочного формационного типа характерно развитие многоплановой макро- и микроритмической качественной и количественной зональности по мощности многоярусных рудных залежей на фоне общего эволюционного изменения интенсивности

а состава рудной минерализации, осложненного прерывистым поступлением рудоносных растворов.

Параллельно-полосчатые, кольцевые, ритмические текстуры, формирующиеся при диффузионно-метасоматических процессах, морфологически сходны с аналогичными образованиями осадочного, метаморфогенного или другого происхождения. Различными авторами показано, что полосчатые текстуры гидротермально-метасоматических месторождений являются полигенными образованиями, возникающими при псевдоморфном замещении рассланцованных и литологически неоднородных слоистых пород, при последовательном заполнении постепенно приоткрывающихся трещин и т. д. Сходные текстуры рудных масс образуются и при диффузионных динамосорбционных процессах как фронтальные структуры выпадающих продуктов реакций.

Как показали Ф. М. Шемякин и Л. Ф. Михалева [14], Л. Н. Овчинников [8], В. А. Вахрушев [2], А. И. Васильева [1] и другие исследователи, отличительные особенности диффузионно-метасоматических текстур заключаются в следующем. Во-первых, подобные текстуры имеют закономерный геометрический рисунок, выражающийся, в частности, в стабильности отношений расстояний между соседними парами ритмов: отношение разностей расстояний ритмических полос от границы источника диффузии равно отношению квадратов порядковых чисел соответствующих ритмов [14]. Во-вторых, подобные текстуры образуют резкие границы чередующихся полос, типичные для диффузионно-метасоматических процессов.

В специальной работе, посвященной данному вопросу, А. И. Васильевой показано, что некоторые ритмически-полосчатые текстуры контактово-метасоматических железорудных месторождений Сибири являются аналогом колец Лизеганга. Последние развиваются при диффузионных процессах как в однородных коллоидных, так и в пористых гетерогенных средах. Подобные ритмические образования, по-видимому, можно рассматривать как своеобразные «стоячие диффузионные волны отложения» с присущими для них явлениями интерференции, дифракции и т. д. Формирующиеся при этом диффузионные макроритмы расчленяются на систему тонких микроритмов.

Возникновение сходных ритмических текстур описано также Г. Л. Поспеловым и др. [9—10] при встречной и последовательной диффузии реагирующих компонентов во влажных пористых средах, которые усложняют внутреннее строение жилообразных зон выпадающих продуктов реакций, развивающихся вне трещин. В этих случаях морфология ритмов обусловлена, помимо некоторых физико-химических факторов, строением динамических фронтов миграции реагирующих компонентов, которые в свою очередь связаны со структурными особенностями вмещающих пород. В частности, в случае, если последние рассечены системой пересекающихся трещин, развиваются сложные формы перекрестно-ритмичных текстур.

По данным А. И. Васильевой [1], следы периодического отложения солей при диффузионных процессах возникают в тех участках, куда растворы проникают в ограниченном количестве. В связи с этим ритмические текстуры чаще встречаются в зальбандах рудных тел и в зонах их выклинивания. В участках, где рудообразующие процессы протекали более интенсивно, широкое распространение приобретают массивные текстуры, часто затушевывающие полосчатое строение рудных масс. Наблюдаются сложные взаимопереходы полосчато-ритмических текстур типа «бурундучных» в массивные, вкрапленные, гнездово-блочные и другие, сочетающиеся с различными унаследованными текстурами руд. Наряду с микроритмической текстурной зональностью рудных масс сходные закономерности обнаруживаются и в более крупных масштабах. Следует отметить, что в отличие от упомянутых типов зональности, кото-

рые выявляются путем макроскопических наблюдений, зональность более высокого порядка устанавливается лишь в помощью объемно-статистической обработки большого количества химических анализов проб. В частности, в ходе изучения особенностей зональности ряда колчеданно-полиметаллических месторождений Салаирского края, Рудного Алтая и Урала на основании обработки сотен тысяч проб поисково-разведочного и рудничного опробования на ведущие рудообразующие компоненты автором обнаружено многократное ритмичное повторение зональных колонок в вертикальном направлении. При этом последние развиваются на фоне некоторых сквозных тенденций изменения минеральных парагенезисов по восстанию рудных залежей.

Анализ материалов по 30 колчеданно-полиметаллическим месторождениям показал, что моноритмовая зональность обнаруживается лишь для объектов глубоко эродированных или недостаточно разведанных и для них типично, проявление полиритмовой вертикальной зональности. В процентном отношении изученные месторождения по количеству зональных ритмов распределялись следующим образом: одноритмовые — 7%, двухритмовые — 40, трехритмовые — 33, четырехритмовые и более — 20%.

Эти данные показывают, что преобладающим распространением пользуются двух- и трехритмовые типы зональности колчеданно-полиметаллических месторождений, в то время как одноритмовые имеют резко подчиненное значение. Что же касается четырехритмовых типов зональности оруденения, то приведенные данные, по-видимому, являются заниженными в связи с убыванием с глубиной плотности разведочной сети.

В пределах отдельного зонального макроритма вертикальную последовательность максимумов концентраций ведущих рудообразующих компонентов можно представить в следующем идеализированном виде (снизу вверх): пирит — халькопирит — сфалерит — галенит — барит. Подобная последовательность размещения зон повышенных концентраций рудных компонентов является наиболее типичной и соответствует «классической» схеме зональности. В отдельных случаях, однако, наблюдается искажение зональных ритмов либо за счет переменного положения указанных зон и особенно меди, либо за счет полного выпадения отдельных зон. Зоны повышенных концентраций серебра и золота тяготеют преимущественно к верхним участкам рудных тел, хотя и в их распределении наблюдаются элементы ритмичности и они занимают закономерное положение в зональных колонках.

Как правило, полные зональные ритмы развиваются в верхних участках рудных тел и месторождений. В нижних зонах последних чаще наблюдаются сокращенные колонки. В частности, в пределах корневых участков рудных тел зачастую становятся менее выразительными или выпадают полностью зоны повышенных концентраций свинца и бария, которые тяготеют к верхним зонам рудных тел в соответствии с их общим планом зональности.

Колчеданно-полиметаллические месторождения различных минеральных и формационных типов различаются между собой не только качественным составом отдельных зональных ритмов, но в отдельных случаях и относительным расположением зон повышенных концентраций рудных компонентов. Так, в месторождениях медно-цинково-колчеданного и медно-колчеданного минеральных типов в отличие от «идеальных» зональных колонок относительное размещение зон медной и цинковой минерализации становится обратным, меняется порядок распределения золото-серебряной минерализации в пределах отдельных зональных ритмов. Различия формационных типов колчеданно-полиметаллических месторождений выражаются в том, что зональные ритмы кварцево-барито-полиметаллических и барито-полиметаллических месторождений (плутоногенная формация [3])

являются лучше дифференцированными в отличие от собственно колчеданных месторождений (вулканогенная формация), характеризующихся более тесным взаимным перекрытием вертикальных ритмов зональности.

В связи с тем, что в большинстве случаев значимая корреляция между изменением мощности рудных тел и концентрациями рудных компонентов отсутствует, относительное размещение максимумов линейных запасов (или линейных продуктивностей) характеризуется самостоятельной ритмической зональностью, во многом сходной с зональностью повышенных концентраций. Отличительная особенность их заключается в некотором (чаще в пределах нескольких десятков метров) смещении книзу границ зональных ритмов относительно соответствующих ритмов зональности концентраций. Кроме того, зоны линейных запасов более компактно локализованы в пределах определенных гипсометрических уровней минерализации.

Вертикальные амплитуды зональных макроритмов концентраций и линейных запасов довольно изменчивы. Даже в пределах отдельных рудных полей наблюдаются определенные колебания вертикальной амплитуды зональных ритмов, обусловленные особенностями миграции и отложения рудных компонентов в процессе становления рудных тел. Вместе с тем статистический анализ данных величин по 30 колчеданно-полиметаллическим рудным телам и зонам минерализации, входящим в состав 8 рудных полей, показывает, что для месторождений различных формационных и минеральных типов наиболее изменчива амплитуда нижних ритмов наряду с незначительным колебанием высоты средних и верхних ритмов. Максимальные отклонения при этом характерны для медноколчеданного типа месторождений (вулканогенная формация), для которых отмечается аномально-высокая протяженность нижних ритмов. При этом различия минеральных и структурных типов месторождений в меньшей степени сказываются на высоте средних и верхних зональных ритмов.

Анализ обширных материалов свидетельствует о том, что, несмотря на локальную изменчивость высоты зональных ритмов, обусловленную главным образом структурно-литологическими неоднородностями вмещающих пород и индивидуальными особенностями флюидных динамических рудообразующих систем, намечаются некоторые общие количественные закономерности зональности гидротермально-метасоматических колчеданно-полиметаллических месторождений. Обобщенную идеализированную модель зональности последних можно представить в виде четырехритмовой колонки с амплитудами ритмов, убывающими в вертикальном направлении. Модальные значения вертикальных амплитуд зональных ритмов соответственно составляют (снизу вверх) 350, 190, 150 и 130 м, причем для месторождений медноколчеданного типа (вулканогенная формация) средняя высота нижнего ритма — около 550 м.

В отличие от рассмотренных выше особенностей проявления зональности концентраций и линейных запасов, пространственное распределение ряда соотношений рудных компонентов отражает некоторые более общие, сквозные тенденции внутренней эволюции рудообразующих систем, в меньшей степени зависящие от влияния структурно-литологических и других факторов. По характеру пространственной дифференциации различные комбинации соотношений рудных компонентов можно условно подразделить на две группы. Одна имеет волновой характер распределения по восстановлению рудных залежей и образует самостоятельную многоэтажно-ритмическую зональность, не зависящую от зональности содержания рудных компонентов. Например, в пределах Гайского рудного поля относительные концентрации ряда рудных компонентов образуют 2—3 зональных ритма, причем в основании каждого из них появляются максимумы Ag/Au или Zn/Cu, а в вершине — пирит/халькопирит. Аналогичное распределение имеют и относительные концентрации пирит/сфалерит.

Другая группа соотношений рудных компонентов обнаруживает довольно стабильные почти линейные тенденции изменения с глубиной, и тем самым имеет важное генетическое значение. В большинстве случаев подобно распределяются и соотношения суммарных концентраций сера сульфидная/сера сульфатная, Zn/Pb и др. Для данных соотношений устанавливаются довольно резкие вертикальные градиенты, а их абсолютная величина меняется в пределах двух-трех порядков.

Общие тенденции пространственной дифференциации относительных концентраций рудных компонентов в пределах колчеданно-полиметаллических месторождений гидротермально-метасоматического генезиса заключаются в их согласованности с размещением определенных морфогенетических зон рудных тел и месторождений. В частности, к «корневым» зонам последних приурочены участки наиболее контрастной изменчивости соотношений рудных компонентов, а прифронтальные или фронтальные их зоны характеризуются минимальной контрастностью данных величин. Подобные закономерности, по-видимому, соответствуют более застойному гидродинамическому режиму продуктивных флюидных динамических систем в зоне массового отложения рудных компонентов.

Рассмотренную выше многоэтажную макроритмическую вертикальную зональность гидротермально-метасоматических месторождений, по-видимому, необходимо учитывать при прогнозировании скрытого оруденения на глубину. Так, на примере рудных полей Салаирского кряжа, в пределах которых, наряду со слепыми, часть рудных тел вскрыта слабо-расчлененной современной эрозионной поверхностью, создается ложное впечатление о довольно выдержанных (в отметках над уровнем моря) гипсометрических уровнях развития интенсивной колчеданно-полиметаллической минерализации [7]. При этом, однако, оказалось, что медноколчеданное Каменушинское рудное поле является фациальным аналогом глубинных зон соседнего барито-полиметаллического Салаирского рудного поля. Это позволяет делать более оптимистичные прогнозы относительно вероятного развития оруденения на глубину. Вместе с тем, учитывая возрастающий с глубиной шаг вертикальных ритмов зональности, необходимо иметь в виду и возможность ложного выклинивания рудных тел и повторения в благоприятной структурно-литологической обстановке на глубоких горизонтах новых зональных ритмов.

Таким образом, изложенные выше материалы показывают, что многоплановая дифференциация рудных компонентов наблюдается как в виде локальной макроритмики, так и в более крупных масштабах. Однако необходимо отметить, что макро- и микроритмичность обусловлены тесно связанными, но различными по своей природе процессами. Макроритмика развивается, очевидно, вдоль фильтрующихся потоков рудоносных гидротермальных растворов и сопровождается поперечным диффузионно-ритмичным отложением рудных компонентов. Тем самым данные типы зональности имеют перекрестную взаимную ориентировку, причем микроритмичность обнаруживается главным образом по мощности рудных тел, а макроритмичность — по их восстанию.

Изменения ширины диффузионных и фильтрационных (микро- и макроритмов) зональных ритмов имеют обратные тенденции относительно преимущественных путей миграции растворов, а именно: диффузионные волны периодических зон осадков последовательно расширяются по ходу их движения, в то время как вертикальные макроритмы зональности гидротермально-метасоматических колчеданно-полиметаллических месторождений сокращаются от корневых к фронтальным зонам рудных тел.

Можно предположить, что между макро- и микроритмическими типами зональности, масштабность проявления которых различается на 4—5 порядков, существуют некоторые промежуточные формы ритмической зональности. К сожалению, последние невозможно уловить с помощью обычно используемой сети опробования рудных месторождений, так как

Схема генетической классификации различных форм проявления ритмической зональности колчеданно-полиметаллических месторождений

Типы и подтипы зональности	Фильтрационный		Диффузионный		Гидротермально-осадочный (конседиментационный)	Комбинированный
	структурный	динамический	псевдоморфный, унаследованный	динамосорбционный		
Формы проявления	Многоярусная ритмическая зональность, обусловленная структурно-литологическими неоднородностями вмещающих пород в зоне фильтрации продуктивных гидротерм	Многоэтажное размещение зональных колонок, связанных с особенностями внутренней эволюции флюидных динамических систем	Развитие параллельно-полосчатых текстур руд путем избирательного замещения литологически-неоднородных ритмически-слонстых вмещающих пород	Формирование ритмически-полосчатых текстур руд при околотрецидном метасоматозе или вторичной перестройке рудных масс за счет хроматографических эффектов	Образование макро- и микроритмической зональности гидротермально-осадочного типа в процессе неравномерного поступления растворов и дифференциального отложения рудных компонентов	Сочетание различных типов фильтрационной, диффузионной и конседиментационной макро- и микроритмической зональности
Размеры и колич. ритмов	Амплитуда зональных ритмов обусловлена морфологией структурно-литологических неоднородностей вмещающих пород	Первые сотни метров. Протяженность зональных ритмов сокращается по <b>востанию</b> рудных тел. Количество зональных ритмов 3—4	Микрополосчатая текстура рудных масс, в значительной степени повторяющая литологические неоднородности вмещающих пород	Многоплановая ритмическая полосчатость руд от долей миллиметра до первых сантиметров. Развивается преимущественно поперек потоков фильтрующихся гидротерм	Разномасштабная микро- и макроритмическая зональность, развивающаяся по мощности рудных залежей	Характер ритмической зональности обусловлен сочетанием соответствующих типов зональности

В этом случае удельное количество проб должно быть на несколько порядков больше. Следует отметить, что С. С. Лапиным [6] была предпринята попытка детального изучения внутреннего строения рудных тел железорудных месторождений. С помощью специально разработанного им совместно с П. П. Орловым портагивного проманиметра, позволяющего быстро определять концентрации ферромагнитных минералов, было установлено сложное мозаичное гнездо-блочное распределение рудного вещества. Исползованная при этом сеть опробования состояла из 20 × 20 см. Между тем по данным химических анализов бороздовых проб выявлялось лишь грубополосчатое строение рудного тела.

Расконтуренные выше примеры различных форм проявления макро- и микроритмической зональности колчеданно-полиметаллических месторождений различных генетических типов обобщены в виде сводной схемы классификации (см. таблицу). В последней в зависимости от форм переноса рудных компонентов выделяются четыре типа ритмической зональности: фильтрационный и диффузионный, развивающиеся при соответствующей миграции в пористых вмещающих вулканогенных и осадочных породах, гидротермально-осадочный, связанный с фракционной коагуляцией коллоидных соединений в объемной фазе водного раствора, и комбинированный, представляющий собой различные сочетания упомянутых типов зо-

нальности. Подобное разделение различных типов ритмической зональности является условным, поскольку фильтрационный массоперенос сопровождается обычно диффузионным, гидротермально-осадочное отложение рудных компонентов осложняется наложением вторичных преобразований и т. д. Тем не менее выделенные типы зональности отражают проявление преобладающих режимов массопереноса, которые фиксируются в виде соответствующих интегральных структур распределения рудных компонентов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Васильева А. И. Морфогенетические особенности ритмических текстур и их роль в выяснении условий рудообразования (на примере ряда железорудных месторождений Сибири). М., «Наука», 1970, 126 с.
2. Вахрушев В. А. Мипералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1963. 291 с.
3. Дистанов Э. Г. Рудные формации колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972, с. 65—79.
4. Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Тарасова Р. С. Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье). «Геол. рудн. месторожд.», 1972, т. XIV, № 2, с. 3—23.
5. Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. Текстуры и структуры гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения. Новосибирск, «Наука», 1975 175 с.
6. Лапин С. С. Особенности внутреннего строения и развития метасоматических магнетитовых рудных тел (на примере некоторых железорудных месторождений Алтае-Саяна).— В кн.: Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 166—179.
7. Лапухов А. С., Галкин Б. А. О ритмическом характере вертикальной зональности некоторых колчеданно-полиметаллических месторождений.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 2, с. 20—28.
8. Овчинников Л. Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала.— В кн.: Труды Горно-геологического ин-та УФ АН СССР. Вып. 39. Свердловск, изд-во Урал. филиала АН СССР, 1960. 495 с.
9. Поспелов Г. Л. и др. Стадии развития и типы бестрещинного жильобразования.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 9, с. 41—48.
10. Поспелов Г. Л. и др. Сорбиционные и хроматографические процессы при рудообразовании.— «Колл. ж.», 1963, № 2, с. 215—221.
11. Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). М., «Недра», 1966, 291 с.
12. Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М., «Недра», 1972. 214 с.
13. Смирнов В. И. Конвергентность колчеданно-полиметаллических месторождений.— «Вестн. МГУ. Серия геол.», 1960, № 2, с. 19—28.
14. Шемякин Ф. М., Михалева Л. Ф. Физико-химические периодические процессы. М., ГОНТИ, 1938. 183 с.

*А. С. Лапухов, Е. Н. Жукова*

### **О ХИМИЗМЕ РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ И ТЕМПЕРАТУРНЫХ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ПЛУТОНОГЕННЫХ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (ПО ДАННЫМ АНАЛИЗОВ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ)**

Проблема зонального отложения колчеданно-полиметаллической минерализации привлекала внимание многих исследователей, и для ее объяснения использовались различные модификации фациальной, ста-

диальной, метаморфогенной гипотез или их комбинации. Одна из гипотез происхождения зональности оруденения основывается на эволюции физико-химических параметров флюидных динамических систем и, в частности, Eh и pH растворов. При этом подразумевается, что градиенты температуры и давления имеют косвенное рудообразующее значение, поскольку с ними связано изменение Eh и pH рудообразующих систем. В этом случае вопрос об избирательном замещении рудами вмещающих пород и о причинах локализации руд следует рассматривать с точки зрения химизма рудообразующих растворов и взаимодействия их с вмещающими породами.

Процесс формирования колчеданно-полиметаллических месторождений в отдельных случаях начинается при температурах, превышающих 400°C. В этих условиях решающая роль, по-видимому, принадлежит переносу рудных компонентов в виде истинных растворов. При этом многие авторы большое значение придают процессам комплексообразования. Действительно, тяжелые металлы являются сильными и универсальными комплексообразователями, а в минералообразующих растворах содержится широкий набор потенциальных лигандов:  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{HSO}_4^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{HS}^-$ ,  $\text{S}^{2-}$ ,  $\text{S}_n^{2-}$  (полисульфидные ионы),  $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$  и другие ионы с серой (промежуточной степени окисления),  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{OH}^-$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{NH}_3$ , органические соединения и т. д. Несмотря на потенциальную возможность образования самых разнообразных комплексных соединений, в геологической литературе наиболее обоснованными являются следующие представления: 1) перенос металлов в виде хлоридных комплексов [3, 6, 10]; 2) миграция рудообразующих растворов в форме гидроксильных, карбонатных и бикарбонатных комплексных соединений в гидротермальных растворах [1, 12]; 3) миграция металлов в виде полисульфидных, тиосульфатных, бисульфидных и гидросульфидных комплексных соединений [2, 7].

Тем самым различными авторами допускается вероятность переноса рудообразующих компонентов в гидротермальных растворах, характеризующихся довольно широким диапазоном колебания кислотности—щелочности. Эти представления подтверждаются исследованиями химизма гидротермальных источников в современных вулканических областях. В частности, массовые определения значений pH термальных источников Йеллоустонского парка и других регионов США, а также Новой Зеландии и Исландии показали, что величины pH характеризуются бимодальной кривой распределения, причем большинство источников попадает в интервалы значений pH 2—4 и 7—9. Эти данные показывают, что примерно одинаковым распространением пользуются кислые (существенно серноокислые) и щелочные (бикарбонатные) источники [15].

Следует отметить, что физические и физико-химические условия образования колчеданно-полиметаллических месторождений накладывают ряд ограничений на возможные формы миграции рудообразующих компонентов. Последние, вероятно, не могли мигрировать в кислых растворах, поскольку рассматриваемые месторождения проявляют полную индифферентность по отношению к карбонатным толщам, локализуясь среди вулканогенных алюмосиликатных пород, которые, судя по величине pH суспензий, обладают слабощелочной реакцией. В этих условиях миграция рудных компонентов на значительные расстояния могла осуществляться равновесными с вмещающими породами или малоcontrastными по величине pH гидротермальными растворами. Определенные ограничения вносят и температурные условия образования рудных минералов, при которых, в частности, не могли существовать тиосульфатные комплексные соединения из-за их термической неустойчивости [13].

Определенная информация о возможных формах переноса рудных компонентов заключена и в химизме газово-жидких включений в рудных и жильных минералах. В связи с этим авторами приведены массовые

исследования водных вытяжек, а также термометрические и криометрические анализы газово-жидких включений в рудных и жильных минералах Салаирского, Каменушинского (Салаирский кряж) и Зыряновского (Рудный Алтай) рудных полей. В пределах последних колчеданно-полиметаллическая минерализация носит ярко выраженный эпигенетический характер и накладывается на интенсивно дислоцированные вулканогенно-осадочные толщи.

Судя по температурам гомогенизации газово-жидких включений в рудных и жильных минералах, развитие гидротермальных процессов происходило в большинстве случаев при температурах, не превышающих 400—450°C (иногда до 500°C), однако наиболее интенсивной колчеданно-полиметаллическая минерализация была в интервале температур 350—200°C. Нижняя температурная граница гидротермально-метасоматических процессов, согласно гомогенизации газово-жидких включений в кварцкарбонатных жилах, составляла 100—150°C.

Вместе с тем на основании определений температур гомогенизации газово-жидких включений в жильном кварце, барите и кальците нами оценены вертикальные градиенты температур, которые устанавливались при рудоотложении. В обобщенном виде эти данные приведены на рис. 1. Видно, что в процессе отложения продуктивной стадии минерализации появляются вертикальные температурные градиенты, близкие к линейным, составляющие для разных месторождений 0,1—0,5°C (реже — до 1°C) на 1 пог. м. Сходный порядок величин получен также С. В. Янковичем [14] для некоторых свинцово-цинковых месторождений Югославии, И. З. Исакович и Н. А. Гибшер [5] при изучении температурных условий образования Тишинского, Лениногорского и Среднего (Змеиногорский рудный район) месторождений.

Наиболее детально данный вопрос изучен А. С. Лапуховым на примере Каменушинского рудного поля. В его пределах в рудоносных кварцитах распространены газово-жидкие включения ксеноморфной, трубчатой, серповидной, призматической и бипирамидальной формы. Рассматриваемые включения заполнены прозрачной жидкостью с газовыми пузырьками. Коэффициент наполнения их в верхних зонах месторождения составляет 0,91—0,92 и снижается с глубиной до 0,85. Кристаллических фаз в пределах вакуолей не обнаружено. При нагревании образцов гомо-

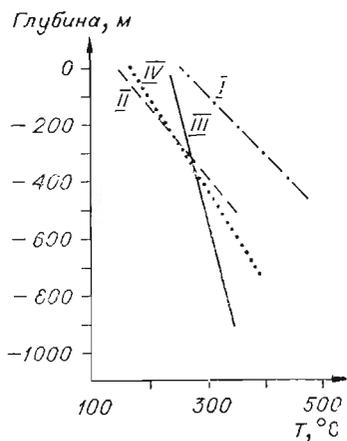


Рис. 1. Распределение температур по падению рудных залежей Салаирского рудного поля (I), Каменушинского (II), Зыряновского (III), Карболинского и Зареченского (IV) месторождений (последние — по данным работы [5]).

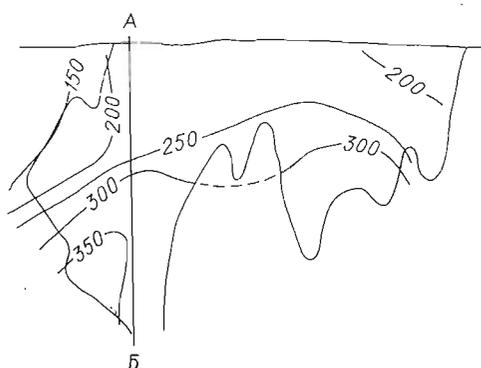


Рис. 2. Схема температурной зональности Каменушинского месторождения на основании замеров газово-жидких включений в жильном кварце (вертикальная продольная проекция).

геннизация включений в жидкость происходит в широком температурном интервале— от 90 до 375°C, причем намечается тенденция к возрастанию исследуемых величин с глубиной.

Для более детального исследования данной закономерности по керну скважин были отобраны образцы жильного кварца из разных участков крутопадающего линзовидного Главного рудного тела. Полученные по ним температуры гомогенизации газовой-жидких включений, характеризующие нижние температурные интервалы образования кварца и ассоциирующей с ним сульфидной минерализации, позволили по 40 пересечениям рудного тела отстроить в изолиниях схему температурной зональности Каменушинского месторождения (рис 2), из которой видно, что изотермы формирования метасоматических кварцитов в плоскости рудного тела располагаются в общем полого и возрастают от 150° вблизи его современного эрозионного среза до 350—375°C в зоне его нижней выклинки (в среднем на глубине свыше 500 м). Эти данные свидетельствуют о довольно резко охлаждении рудообразующих растворов.

О качественном составе остаточных минералообразующих растворов, заключенных в газовой-жидких включениях, можно судить по анализам водных вытяжек из рудных и жильных минералов Каменушинского и Салаирского рудных полей (табл. 1). Приведенные данные показывают, что исследуемые растворы характеризуются слабощелочной реакцией (рН 7,6—7,8), а кислые растворы обнаруживаются лишь после введения в раствор сульфат-ионов при окислении пиритной серы в процессе приготовления водных вытяжек (см. табл. 1, № 21, 22). В качестве преобладающих катионов анализируемых растворов обнаруживаются  $Ca^{++}$ ,  $K^+$ ,  $Na^+$  и  $Mg^+$ , причем для Каменушинского рудного поля характерны по-

Т а б л и ц а 1  
Результаты анализа водных вытяжек из рудных и жильных минералов Каменушинского и Салаирского рудных полей (мг на 100 г образца)

№ п/п	№ образца	Материал	рН	$Mg^{++}$	$Ca^{++}$	$Na^+$	$K^+$	$Cl^-$	$НСО_3^-$	$SO_4^{--}$	
<i>Каменушинское рудное поле</i>											
1	K88/200	Молочно-белый кварц	7,73	Не обн.	7,16	4,38	7,30	3,13	31,2	Сл.	
2	K95/194		7,86	»	5,75	4,68	4,72	Не обн.	27,3	Не обн.	
3	K73/330		7,83	1,74	5,75	6,53	6,64	Не обн.	27,3	Сл.	
4	K217/220		7,97	Не обн.	5,75	4,22	9,95	3,13	33,2	Не обн.	
5	K160/310		7,76	»	4,32	3,68	7,83	3,13	21,5	Сл.	
6	K111/198		7,78	0,87	7,17	3,09	6,37	3,13	15,6	Не обн.	
7	K184/400		7,95	Не обн.	4,31	5,70	9,70	3,13	35,2	Сл.	
8	K98/166		7,87	»	4,31	9,75	5,98	3,13	27,3	Не обн.	
9	K100/119		7,45	2,62	5,75	3,33	7,12	3,13	3,91	Не обн.	
10	K73/358		7,82	Не обн.	4,32	3,68	7,97	3,13	21,5	Сл.	
<i>Салаирское рудное поле</i>											
11	12	Сфалерит	7,72	5,23	10,1	0,59	1,13	12,5	15,6	Сл.	
12	13		7,70	2,62	11,5	0,59	1,06	Не обн.	9,75	Сл.	
13	26		7,44	Не обн.	18,6	0,95	0,73	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
14	72	Барит	7,13	1,75	18,6	0,77	1,46	»	»	»	
15	29		7,77	3,49	5,75	2,38	5,98	3,13	27,3	Сл.	
16	142		7,61	Не обн.	10,1	1,49	1,79	Не обн.	7,80	»	
17	253		7,53	6,10	2,87	0,77	0,73	3,13	3,91	»	
18	201		7,50	2,62	5,75	1,54	3,38	3,13	5,85	Не обн.	
19	1203		7,84	3,49	7,17	1,78	3,12	3,13	19,5	Сл.	
20	238		—	3,49	7,17	0,77	1,06	3,13	7,80	Не обн.	
21	116		Пирит	3,44	6,10	7,17	1,37	4,64	Не опр.	Не опр.	Не опр.
22	1237			4,18	21,8	35,9	2,14	2,39	Не обн.	Не обн.	144,5
23	210		Горный хрусталь	7,87	3,49	2,87	2,14	6,12	3,13	17,55	Не обн.

вышенные относительные концентрации  $K^+$  и  $Ca^+$ , а для Салаирского— $Mg^+$ . Эти данные согласуются с геологическими наблюдениями предрудных и околорудных метасоматитов, в составе которых развиты кварц-альбит-серицит-хлоритовые ассоциации. Главным анионом, обнаруживаемым в составе водных вытяжек, является  $HCO_3^-$  наряду с резко подчиненными концентрациями  $Cl^-$ , т. е. растворы газожидких включений характеризуются гидрокарбонатным составом. Аналогичные данные получены также М. Г. Хисамудиновым [11] по химическим анализам водных вытяжек из рудных и жильных минералов Зыряновского месторождения, а также Н. Е. Учайевской [9], Т. М. Суцевской [8] и др.

Наряду с термометрическими исследованиями и анализами водных вытяжек проведены также опыты по замораживанию включений в кварце для выяснения возможных концентраций заключенных в них растворов. Ввиду малого размера включений получены результаты лишь по ограниченному количеству образцов. Тем не менее вскрываются некоторые общие закономерности. Изученные газожидкие включения характеризуются метастабильностью при значительном переохлаждении. Температуры замерзания большинства включений колеблются в пределах довольно широкого интервала: от  $-36,5$  до  $-67,5^\circ C$ . При этом во включениях с высоким коэффициентом наполнения газопые пузырьки исчезают. В ряде случаев замораживание включений сопровождается помутнением их содержимого и уменьшением размера пузырька, который становится неподвижным и приобретает искаженную форму. При постепенном нагревании исследуемых пластинок при определенных температурах начинается таяние кристаллической фазы. Величины, соответствующие температурам ликвидуса, во всех достоверных случаях довольно стабильны и составляют около  $-33,5^\circ C$  (табл. 2). При дальнейшем оттаивании включений кристаллическая фаза исчезает, причем для образцов, отобранных с разных глубин Каменушинского рудного поля, температуры меняются от  $-10,5$  до  $-17,7^\circ C$ , что свидетельствует о довольно высоких значениях концентраций солей в растворах.

Т а б л и ц а 2  
Результаты криометрических исследований первичных газожидких включений в жильном кварце Каменушинского рудного поля

№ скважины	Глубина, м	Т гомогенизации, $^\circ C$	Т замерзания, $^\circ C$	Т начала таяния, $^\circ C$	Т исчезновения кристаллической фазы, $^\circ C$	Условные концентрации $MgCl_2$ , вес. %	Примечание
111	198	165—180	$-62,5$	$-33,5$	$-13,5$	13,9	Газовый пузырек при замораживании исчезает При замораживании газовый пузырек уменьшается То же » » » »
88	200	215	—	$-32,5$	$-10,5$	12,1	
12	226	305	$-67,5$	$-33,5$			
185	230	240	$-65,0$	—	$-13,0$	13,5	
160	310	265	$-41,0$ — $(-36,5)$	$-30,0$	$-13,0$	13,5	
13	358	225	$-47,0$	$-30,0$	$-14,0$ — $(-14,5)$	14,1—14,4	
166	535	375	$-43,0$	$-30,0$	$-13,0$	13,5	
					$-17,7$	16,0	

Близкие значения температур эвтектики (см. табл. 2) имеет система  $\text{H}_2\text{O}-\text{MgCl}_2$  ( $-33,5^\circ\text{C}$ ). Согласно диаграмме растворимости  $\text{H}_2\text{O}-\text{MgCl}_2$ , найденным температурам таяния исследуемых растворов соответствуют концентрации  $\text{MgCl}_2$  от 11,8 до 16,0 вес. %. Последние носят условный характер, поскольку отражают скорее суммарный порядок величин концентраций солей магния и кальция в растворах.

Несмотря на некоторый разброс полученных данных, намечается определенная тенденция к увеличению концентрации растворов с глубиной. Поскольку эта закономерность линейна, изменение условных концентраций солей  $c$  (вес. %) в зависимости от глубины можно отразить в виде следующего эмпирического уравнения:

$$c = 13 + 5,6 \cdot 10^{-3}h.$$

Тем самым на каждые 100 м происходит возрастание концентраций солей в среднем на 1%.

Наряду с первичными включениями наблюдаются вторичные, имеющие более низкие температуры гомогенизации (не превышающие  $200^\circ\text{C}$ ) и более высокие величины температур начала таяния и исчезновения кристаллической фазы газовой-жидких включений (в большинстве случаев в пределах  $-5$  ( $-8^\circ\text{C}$ ), свидетельствующие об ином солевом составе заключенных в них растворов.

Сходный порядок термо- и криометрических величин обнаруживается и по Зырянскому месторождению. Дополнительные термометрические исследования, проведенные А. С. Лапуховым, не противоречат ранее полученным данным [11]. Опыты по гомогенизации газовой-жидких включений в образцах жильного кварца, сопутствующего главной сульфидной стадии минерализации из разных участков Северной, Южной и Маслянской промзон, показали, что заметных тенденций в изменении этих величин в горизонтальном направлении не наблюдается. Средние значения температур находятся в интервале  $250-300^\circ\text{C}$  (табл. 3). При этом, однако, вполне определенные тенденции вскрываются при анализе распределения температур гомогенизации газовой-жидких включений в жильном кварце Зырянского месторождения в зависимости от глубины (см. рис. 1). В пределах исследованных промзон температуры гомогенизации включений возрастают с глубиной в среднем в пределах  $10-11^\circ\text{C}$  на 100 м, их изменение соответствует выражению

$$t = 250 + 0,1h.$$

Подобно Каменушинскому рудному полю, проанализированные газовой-жидкие включения Зырянского месторождения характеризуются довольно низкими величинами температур замораживания ( $-60$  — ( $-70^\circ$ )), начала таяния ( $-31,0$  — ( $-36,5^\circ\text{C}$ )) и исчезновения кристаллической фазы ( $-10,5$  — ( $17,0^\circ\text{C}$ )). Эти данные говорят о значительных солевых концентрациях растворов. Если, исходя из анализов водных вытяжек, принять преобладание в растворах солей кальция, то их концентрация в жидкости включений составит 15—20 вес. %.

Т а б л и ц а 3

Результаты термо- и криометрических исследований газовой-жидких включений в жильном кварце, сопровождающем стадию рудоотложения

Рудное тело (промзона)	Число определений	$T$ гомогенизации, $^\circ\text{C}$ ,	$T$ начала таяния замороженных включений, $^\circ\text{C}$	$T$ исчезновения кристаллической фазы, $^\circ\text{C}$
Южная . . . . .	15	180—350 (ср. 250)	—31,0	—10,5 — —16,0
Северная . . . . .	25	200—365 (ср. 300)	—13,0 — —36,5	—13,9 — —17,0
Маслянская . . . . .	10	150—360 (ср. 285)	—31,0 — —32,0	—13,0

Интересные результаты получены Ю. А. Долговым, Н. А. Шугуровой [4], И. З. Исакович и Н. А. Гибшер [5] при изучении состава газов индивидуальных газовой-жидких включений в минералах из некоторых месторождений Салаира и Рудного Алтая (табл. 4). В частности, из образцов галенита и сфалерита из поздних кварцевых жил Салаирского рудного поля во включениях обнаружено преобладание  $N_2$ ,  $CO_2$  и  $O_2$ , причем соотношения содержания азота и кислорода (от 3,47 до 4,03) близки соотношениям их в атмосфере (3,73), что, по мнению авторов, свидетельствует о возможном участии атмосферных газов в рудообразовании. Аналогичный состав газов газовой-жидких включений установлен названными авторами и в сфалеритах Тишинского, Среднего и Зареченского месторождений (Рудный Алтай). В последних двух, однако, наблюдаются повышенные концентрации «кислых газов».

Приведенные данные о солевом составе растворов газовой-жидких включений в рудных и жильных минералах колчеданно-полиметаллических месторождений позволяют оценить величины рН. Так, согласно диаграмме рис. 3, приведенной в работе Г. Хелгесона [16], поле устойчивости  $HCO_3^-$  при стандартных условиях ограничено почти нейтральными или слабощелочными значениями рН, а с повышением температуры смещается в щелочную область. Последнюю также охватывает поле устойчивости  $HS^-$ , которое с ростом температуры сокращается за счет расширения поля  $S^{--}$ .

Изложенные данные о химическом составе водных вытяжек и газов являются лишь косвенной характеристикой исходных рудообразующих растворов, поскольку в газовой-жидких включениях захвачены «отрабо-

Таблица 4

Результаты анализа состава газовой фазы индивидуальных включений в рудных и жильных минералах некоторых колчеданно-полиметаллических месторождений (по Ю. А. Долгову и Н. А. Шугуровой [4], И. З. Исакович и Н. А. Гибшер [5])

Минерал	Т гомогенизации, °С	Состав газа, об. %			
		$CO_2$	$O_2$	$N_2$ + редкие газы	$\Sigma H_2S + SO_2 + HCl + HF + NH_3$
<i>Салаирское рудное поле</i>					
Сфалерит	130—140	35,3	13,7	51,0	—
		30,5	15,2	54,3	—
		30,3	12,2	57,5	—
		34,3	15,3	50,4	—
Галенит	130—140	35,0	14,0	51,0	—
		43,7	12,2	44,1	—
		7,92	34,0	61,68	—
Кальцит	130—140	45,6	10,0	44,4	—
		44,0	12,3	43,7	—
		45,5	14,3	40,2	—
<i>Тишинское месторождение (Рудный Алтай)</i>					
Сфалерит	355—120	75,0	4,9	8,6	11,5
<i>Среднее месторождение (Рудный Алтай)</i>					
Сфалерит	320—280	25,1—	15,1	12,5	36,4—
		15,1	—	—	40,0
<i>Зареченское месторождение (Рудный Алтай)</i>					
Сфалерит	170—350	35,8—	—	9,3	37—
		44,7	—	9,9	40

Примечание.  $CO$  в составе газа не обнаружен,  $H_2$  в сфалерите из Зареченского месторождения 8,0—16,3 об. %.

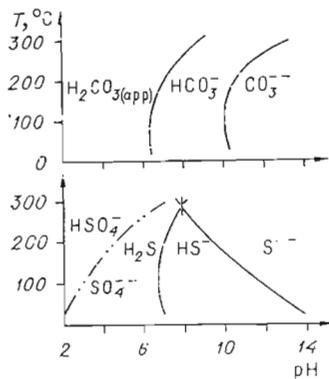


Рис. 3. Распределение карбонатных, сульфидных и сульфатных компонентов в водных растворах как функция температуры и pH раствора [16].

танные» растворы, сбросившие свой полезный груз и равновесные с минералом-хозяйинном. В изученных водных вытяжках обнаружены ничтожные концентрации рудных компонентов. Вместе с тем имеющиеся в геологической литературе многочисленные определения изотопного состава сульфидной серы и тяжелых металлов свидетельствуют об их глубинном происхождении и совместной миграции в гидротермальных растворах. Тем самым в зоне формирования плутогенных колчеданно-полиметаллических месторождений перенос рудообразующих компонентов может осуществляться в виде комплексных соединений, устойчивых в щелочных восстановительных условиях. Такими соединениями могли быть тиио- и гидросульфидные, роданидные, цианидные и аммиачные комплексы металлов [2, 7].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Баранова Н. Н. Физико-химические условия переноса свинца в гидротермальном процессе.— В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М., «Наука», 1971, с. 173—197.
2. Барнс Г. Л., Чаманский Г. К. Растворимость и перенос рудных минералов.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 286—325.
3. Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, с. 122—275.
4. Долгов Ю. А., Шугурова Н. А. О газах постмагматических процессов минералообразования.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 170, № 6, с. 1422—1427.
5. Исакович И. З., Гибшер Н. А. К вопросу о температурных условиях образования полиметаллических руд некоторых месторождений Рудного Алтая.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 10, с. 79—86.
6. Колония Г. Р., Птицын А. Б. Термодинамический анализ условий гидротермального рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1973. 103 с.
7. Павлов А. Л. Тиио- и гидросульфидные комплексы как возможная форма переноса тяжелых металлов и серы в гидротермальных системах.— В кн.: Физическое и физико-химическое моделирование магматических и рудных систем. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 52—80.
8. Суцесская Т. М. Сравнительная характеристика химического состава оловоносных гидротермальных растворов.— В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М., «Наука», 1971, с. 35—61.
9. Учайейшвили Н. Е. Геохимическая характеристика баритообразующих растворов.— В кн.: Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. М., «Наука», 1965, с. 135—164.
10. Хелгесон Г. К. Комплексообразование в гидротермальных растворах. М., «Мир», 1967. 184 с.
11. Хисамутдинов М. Г. О влиянии вмещающих пород и температуры рудоносных растворов на состав и место образования руд на примере некоторых алтайских месторождений.— «Сов. геол.», 1956, № 50, с. 12—28.
12. Щербина В. В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации.— В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 54—61.
13. Щербина В. В. Существуют ли тиосульфаты в гидротермальных растворах? — «Геол. рудн. месторожд.», 1964, № 3, с. 110—113.
14. Янкович С. В. О температурном градиенте на месторождениях, образовавшихся на субвулканическом уровне.— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., «Мир», 1971, с. 146—152.
15. Brock Thomas D. Bimodal distribution of pH values of thermal springs of the world.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1971, 82, № 5, p. 1393—1394.
16. Helgeson H. G. Thermodynamics of hydrothermal system at elevated temperatures and pressures.— «Amer. J. Sci.», 1969, v. 267, p. 729—804.

## ХАРАКТЕР ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ПАРАТУНСКОГО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПОЛЯ И ЕЕ ПОДОБИЕ РУДООБРАЗУЮЩИМ СИСТЕМАМ ЭНДОГЕННО-ЭКЗОГЕННОГО ТИПА

При изучении термальных вод, имеющих важное народнохозяйственное значение как источники тепла, затрагиваются также общие проблемы структуры и генезиса флюидных динамических систем гидротермального типа. Исследования геотерм дают интересный материал не только для гидрогеологов, но и для геологов-рудников, поскольку общие закономерности в развитии флюидных динамических систем могут быть использованы для реконструкции и рудных месторождений гидротермального типа.

Наиболее доступными объектами для изучения действующих геотермальных динамических систем являются естественные термальные источники, и особенно месторождения термальных вод, разведка которых позволяет получить данные с глубины нескольких сот метров или даже более чем на километр.

Удобным объектом в нашем исследовании послужили термальные источники бассейна р. Паратунки, которые находятся в зоне активного современного вулканизма (южная часть Камчатки) [1]. Для этого района характерен расчлененный рельеф с хорошо развитой гидросетью. Термальные источники выходят в долине Паратунки и ее левых притоков — рек Карымшина и Поперечная. Паратунка является основным водотоком, она протекает с юга на север и впадает в Авачинскую губу. В долине ее выделяются пять групп термальных источников: Северные, Нижне-Средне-, Верхне-Паратунские и Сивкины ключи [2]. Источники прослеживаются с юга на север от Сивкиных ключей до Северных источников на расстоянии около 30 км (рис. 1).

Реки Карымшина и Поперечная текут с запада на восток и впадают первая севернее, а вторая южнее Верхне-Паратунских термальных источников. В долине Карымшины выходы термальных вод на поверхность наблюдаются в среднем течении реки, в долине Поперечной — в ее левом притоке, руч. Овражьем.

Средне-, Нижне-Паратунские и Северные источники находятся на площади Паратунского месторождения термальных вод, разведка которого закончена, а термальные воды используются в народном хозяйстве области. Верхне-Паратунские и Карымшинские источники являются поверхностными проявлениями самостоятельных месторождений.

Долина Паратунки заложена по грабену и в пределах выходов термальных источников имеет корытообразный асимметричный профиль. В северной части рассматриваемой площади долина отделена от Авачинской губы полосой низкогогорья с абсолютными отметками 200—400 м. В южной части ее низкогорный рельеф сменяется вулканогенным с абсолютными отметками вершин 500—900 м. На западе водоразделами долины являются среднегорные хребты, высота которых увеличивается с севера на юг от 400—500 до 1000 и более метров. На юге рассматриваемой площади над всеми горными сооружениями возвышается конус Вилочинского вулкана высотой более 2400 м.

В долине р. Паратунки между устьями рек Поперечной и Карымшина отдельно расположена сопка Горячая, экструзивный купол которой возвышается более чем на 700 м над уровнем моря.

Климат района морской, с частыми атмосферными осадками, количество которых обычно превышает 1000 мм в год.

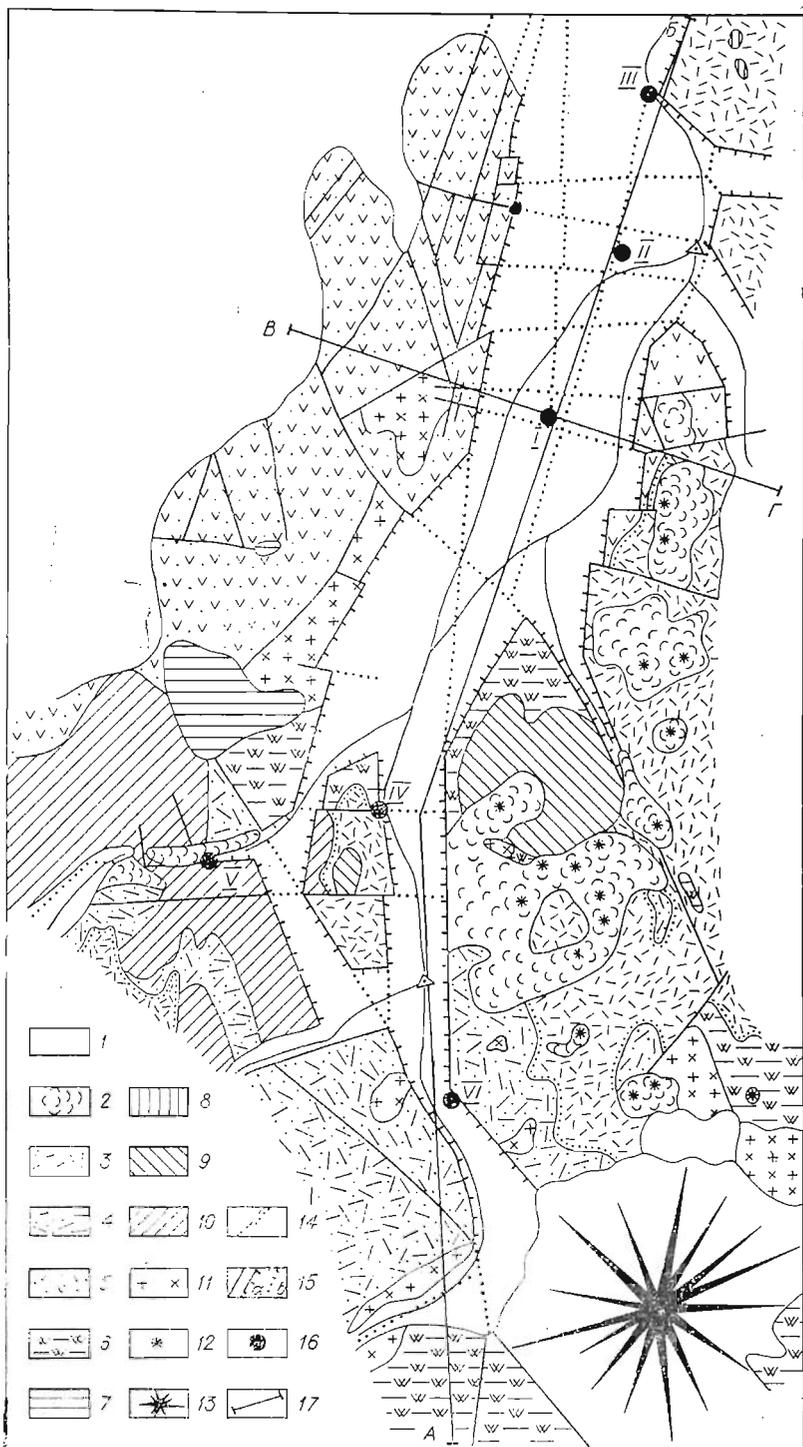


Рис. 1. Схема геологического строения района Паратунгских месторождений термальных вод. Составлена по материалам С. Е. Апрелькова, С. И. Федоренко, по геофизическим данным и данным бурения.

1 — четвертичные отложения — галечники, пески, суглинки, глины, валуново-обломочный материал; 2 — четвертичные базальты, андезиты-базальты; 3 — миоцен - плиоценовые туфы андезитов и липаритов, игнимбриты, базальты; 4 — средний миоцен — липариты дациты, андезиты, андезиты-

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Бассейн р. Паратунки сложен вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами палеогена и неогена, которые в днищах долин перекрываются четвертичными осадочными отложениями. Четвертичные вулканогенные отложения в горной части представлены лавами и шлаками базальтов и туфами кислого состава. Конус Вилочинского вулкана сложен преимущественно андезитовыми лавами, базальтами и их туфобрекчиями. Породы палеогена и неогена прорваны интрузиями миоценового и плиоценового комплексов, четвертичный магматизм представлен липаритами, лавами базальтов и андезито-базальтов.

Наиболее древние породы олигоцен-миоценового возраста распространены на Верхне-Паратунском и Карымшинском месторождениях.

К северу от Верхне-Паратунского месторождения развиты преимущественно породы нижнего миоцена, на которых в северной части площади несогласно залегают миоцен-плиоценовые отложения. В строении Верхне-Паратунского и Карымшинского месторождений наряду с отложениями олигоцен-миоцена принимают участие породы среднего миоцена и миоцен-плиоцена.

На Верхне-Паратунском и Карымшинском месторождениях вскрытая часть толщи олигоцен-миоцена сложена вулканогенно-осадочными отложениями, алевролитами, аргиллитами, песчаниками и эффузивными породами среднего состава. К западу и востоку в алевролитах и песчаниках обнаружена фауна олигоцен-нижнемиоценового возраста [1]. Возможно также, что туфы и эффузивы преимущественно среднего состава, которые вскрываются глубокими скважинами в центральной и северной частях Паратунского месторождения термальных вод, относятся к этому комплексу.

Нижнемиоценовый комплекс пород имеет широкое распространение на площади Паратунского месторождения, а также и за его пределами, особенно к западу от него, и представлен базальтами, андезитами, андезито-дацитами, туфами, среди которых встречаются линзы и отдельные пачки туффитов, туфогенных песчаников, алевролитов, аргиллитов и конгломератов различной мощности и протяженности. Общая мощность нижнемиоценовых отложений превышает 2 км.

К среднему миоцену относится толща, сложенная липаритами, кислыми туфами и туффитами, обнажающимися в южной части района. На Верхне-Паратунском и Карымшинском месторождениях для толщи характерно чередование лав различного состава с туфами смешанного состава, ксеноигнимбритами и туфогенными алевролитами, песчаниками и конгломератами. Мощность комплекса этих пород — не менее 1000 м.

Верхнемиоцен-плиоценовые образования в северной части площади сложены туфогенно-осадочными породами, представленными туфогенными песчаниками, туффитами с подчиненным количеством туфов, туфогенных конгломератов и алевролитов. В южной части площади, по данным С. И. Федоренко (устное сообщение), выделяются два комплекса пород совершенно отличных по составу. К первому относятся потоки андезито-

---

базальты, базальты, туфы среднего состава, туфогенные алевролиты, песчаники, конгломераты; 5 — нижний миоцен — андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты, базальты, туфы, туфогенные аргиллиты, алевролиты, песчаники; 6 — олигоцен — миоцен — туфогенные песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, туфы; 7 — эффузивы преимущественно среднего состава; 8 — плиоценовые андезито-дациты; 9 — плиоценовые липариты; 10 — миоценовые липариты; 11 — миоценовые гранодиориты, кварцевые диориты, диоритовые порфириты; 12 — шлаковые конуса; 13 — конус Вилочинского вулкана — андезиты, базальты, их туфы, туфобрекчия; 14 — границы стратиграфически несогласного залегания пород; 15 — разломы (а — грабенообразующие, б — под четвертичными отложениями); 16 — термальные источники: I — Средне-Паратунские, II — Нижне-Паратунские, III — Северные, IV — Верхне-Паратунские, V — Карымшинские, VI — Сивяны ключи; 17 — линии разрезов.

базальтов общей мощностью 100—150 м, ко второму — отложения сопки Горячей преимущественно кислого состава. У основания сопки выделяются туфогенные конгломераты, туфы среднего состава, на которых залегают туфы, игнимбриты и игнимбритоподобные туфы липаритов и реже — липарито-дацитов общей мощностью около 500 м.

Следует отметить, что для всей изученной части геологического разреза палеоген-неогеновых отложений характерна быстрая фациальная изменчивость отдельных пачек и даже комплексов, и отнесение их к тому или иному возрастному подразделению часто проводится по преобладанию в разрезе тех или иных пород.

Отложения четвертичной системы, наиболее широко распространенные в районе, представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, условно относящимися к нижнечетвертичному отделу, и аллювиальными, ледниковыми, пролювиально-делювиальными отложениями. Последние отмечаются на склонах и в днищах долин всех рек и ручьев. Мощность их, также как и нижнечетвертичных отложений, увеличивается от бортов долин к центру и достигает в долине р. Паратунки 130—140 м. Породы нижнечетвертичного отдела залегают в опущенной части Паратунского грабена и простираются, видимо, от Верхне-Паратунского месторождения к Авачинской губе. В основании их залегают конгломераты, которые выше по разрезу сменяются чередующимися между собой песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Мощность нижнечетвертичных отложений достигает 100 м.

По степени литификации стратифицирующие толщи четко разделяются на две части: нижнюю — палеоген-неогеновую и верхнюю, состоящую из рыхлых четвертичных отложений. Между ними на Паратунском месторождении залегают горизонт нижнечетвертичных отложений, степень литификации которого зависит от проявления гидротермальной деятельности.

Породы нижней части, несмотря на различие их физических свойств, — типичные горные породы, слагающие горные системы и коренные ложа долин. Твердость их различна, менее крепкие представлены осадочными и туфогенно-осадочными породами — аргиллитами, алевролитами, песчаниками и туффитами. Большей твердостью обладают различные туфы и самой большой — плотные лавы андезитов и базальтов. В этой же последовательности, естественно, уменьшается их пористость, а трещинная проницаемость увеличивается. Трещины в аргиллитах и алевролитах в результате межзернового проскальзывания больше ветвятся и выклиниваются на меньшем расстоянии, чем, положим, в псефитовых туфах или плотных крепких базальтах. Рыхлые четвертичные отложения состоят из гравия, щебенки, галечников иногда с валунами, песчаных плавунов и глин. Эти отложения обладают большой пористостью и являются региональным коллектором подземных вод.

Совершенно особенное положение занимают нижнечетвертичные отложения. Конгломераты, залегающие со стратиграфическим несогласием на палеоген-неогеновых отложениях, имеют песчано-глинистый заполнитель. На участках гидротермальной деятельности цемент замещается вторичными минералами — кальцитом, цеолитом, кварцем и т. д., отложения превращаются в крепкие горные породы. В цементе наблюдается мелкая рассеянная вкрапленность пирита. Песчаники, алевролиты и аргиллиты также наиболее литифицированы на участках гидротермального воздействия. На периферии месторождения алевролиты и аргиллиты в естественном состоянии обладают пластичностью несколько меньшей, чем глины, встречающиеся выше по разрезу среди рыхлых несцементированных аллювиальных отложений.

Гидротермальные изменения, затронув нижнечетвертичные отложения, в еще большей мере проявились в породах палеоген — неогена, в которых чаще всего отмечается пропилитизация, окварцевание, образо-

вание вторичных кварцитов, серицитизация, аргиллитизация, цеолитизация, карбонатизация. Наиболее изменены отложения олигоцен — миоцена, физические свойства которых в результате сильного окварцевания почти полностью снивелированы. Первичная структура аргиллитов, алевролитов, песчаников и туфов часто устанавливается с трудом. При тектонических подвижках породы ведут себя как единое тело и при дроблении образуют мелкие остроугольные обломки.

Тела вторичных кварцитов встречаются в верхней части разреза неогеновых отложений на Средне-Паратунском участке, а в целом для всей вскрытой части разреза здесь характерна пропилитизация, причем один из наиболее высокотемпературных минералов этой стадии метаморфизма — эпидот — имеет «сквозной» характер, т. е. встречается по всему разрезу. Вследствие такого характера гидротермальных изменений физические свойства пород здесь также в значительной мере снивелированы. Далее, к северу, пропилитизации в большей мере подверглись породы, находящиеся в зонах тектонических нарушений с общей тенденцией уменьшения степени гидротермального изменения их снизу вверх. Эпидот на Нижне-Паратунском участке в единичных случаях встречается на глубинах 200—500 м, а на Северном — на глубине более 600 м. Гидротермальные изменения в породах выражаются здесь главным образом в хлоритизации, цеолитизации, опалитизации и аргиллитизации.

Целостность стратифицирующихся толщ вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород нарушается магматическими инъекциями и тектоническими нарушениями. Магматические породы, имеющие довольно большое развитие, особенно в южной части района, относятся к трем возрастным комплексам: миоценовому, плиоценовому и четвертичному.

Миоценовый интрузивный комплекс представлен дифференцированными интрузиями различного состава: от габбро-диоритов до гранодиоритов, субвулканическими телами и силлами среднего и кислого состава и дайками среднего и основного состава.

Наиболее крупная интрузия находится по левому борту долины р. Паратунки, к северу от Верхне-Паратунского месторождения. Сложена она диоритами, кварцевыми диоритами и обнажается на площади около 10 км<sup>2</sup>. На Верхне-Паратунском месторождении в долине Паратунки скважинами вскрываются кварцевые диориты и гранодиориты этого же комплекса.

На юге Паратунского месторождения и к западу от него две небольшие интрузии дифференцированы еще больше. В составе интрузии на Паратунском месторождении выделяются габбро, габбро-диориты и диориты.

Крупное субвулканическое тело липаритов и липарито-дацитов находится в долине р. Карымшины и обнажается на западном склоне сопки Горячей. На вершине же сопки и на водоразделе к востоку от нее обнажаются экструзии плиоценовых липаритов.

Силлы и дайки андезито-дацитов, андезитов и диоритовых порфиритов встречаются на западном водоразделе р. Паратунки к северу от Карымшины и вскрываются скважинами. Особенно много их на юге Паратунского месторождения недалеко от интрузии, с которой они пространственно и, видимо, генетически связаны.

Плиоценовый комплекс кроме липаритов сопки Горячей представлен еще экструзивными куполами, обнажающимися к востоку от Северного участка.

К четвертичному комплексу относятся экструзии липаритов, обнажающиеся севернее Карымшинских термальных источников, а также базальты и их шлаковые конусы, прослеживающиеся цепочкой по восточному водоразделу Паратунки. На участке выходов Карымшинских термальных источников поток базальтов залегает в днище долины.

Магматические тела, располагаясь в ослабленных зонах, в случае их небольших размеров, дискордантного залегания, будучи вовлеченными в последующие тектонические процессы вследствие их хрупкости, создают зоны трещиноватости, обладающие повышенной проницаемостью для подземных вод.

Крупные магматические тела, наоборот, являются барьерами, стоящими на пути движения подземных вод, циркуляция которых может осуществляться только по узким, хорошо проработанным тектоническим нарушениям или в эндоконтакте интрузивных тел вследствие повышенной трещиноватости краевых частей интрузий.

Тектонические движения в отложениях олигоцена, нижнего и среднего миоцена образовали пологие складки, крылья которых наклонены под углами до  $30^\circ$ . Одна из таких складок брахиантиклинального типа находится на площади Нижне-Паратунского участка. Ее южное крыло, прослеживающееся на северо-западе в левом борту грабена, погружается к Средне-Паратунскому участку под углами  $10-12^\circ$ . Южнее широты Средне-Паратунского участка идет более крутое воздымание пластов (до  $30^\circ$ ), в результате чего на поверхность выходят наиболее древние отложения олигоцена.

Породы миоцен-плиоцена претерпели незначительные складчатые деформации, залегают они субгоризонтально. Такое же залегание характерно и для четвертичных отложений, изменение мощности которых связано с неровностями неогенового фундамента.

Разрывные нарушения района подразделяются на две системы. Первая, диагональная, объединяет разломы северо-западного и северо-восточного направления [1], вторая, ортогональная, включает разрывы субмеридионального и субширотного простирания. Заложение разломов диагональной системы произошло, видимо, в миоцене, так как по ним характерны значительные перемещения (несколько сотен метров, возможно, больше километра), в результате чего часто приводятся в соприкосновение разнородные толщи. Наиболее широко представлены разрывные нарушения ортогональной системы. Субмеридиональные разломы ее определили структуру грабена, имеющего север-северо-восточное направление.

Перемещения по субмеридиональным нарушениям имеют ступенчатый характер с вертикальными амплитудами по отдельным нарушениям, измеряемыми первыми сотнями метров. Общая амплитуда по западному борту депрессии, видимо, достигает 1 км, а по восточному — несколько сотен метров. Морфологически они выделяются четкими уступами или ложбинами на бортах грабена, а под четвертичными отложениями так же, как и субширотные, уверенно прослеживаются сейсмо- и электроразведочными работами. Субширотные нарушения образовались в результате разрядки нарушений при формировании грабена с общим понижением палеоген-неогенового фундамента в сторону Авачинской губы. Разрядка поперечных растягивающих напряжений в связи с опусканием фундамента с юга на север в сторону Авачинской губы осуществлялась таким образом, что субширотные разрывы фундамента происходили примерно через 5 км. Таково расстояние между Северными, Нижне- и Средне-Паратунскими источниками, а также между Верхне-Паратунскими источниками и Сивкиными ключами. Расстояние между Средне- и Верхне-Паратунскими источниками составляет 12 км. Разрядка напряжений между ними осуществлялась по нарушению северо-западного простирания более древнего заложения. Этим, вероятно, объясняется отсутствие здесь термальных источников, так как последние приурочены только к молодым нарушениям ортогональной системы.

Сочетания нарушений различного направления создают полиблочную структуру грабена.

Движения по нарушениям ортогональной системы, начавшиеся в плиоцене, особое развитие получили в четвертичное время и продолжают

в настоящее время, па что указывает смещение гидросети в пределах долины р. Паратунки от Верхне-Паратунского месторождения до Северного участка Паратунского месторождения, от левого к правому борту, и наличие зияющих трещин на месторождениях и, как отмечает С. И. Федоренко (устное сообщение), в горной части.

Термальные источники, выходы которых пространственно связаны с пересечением субмеридиональных и субширотных нарушений, также смещаются от Верхне-Паратунского месторождения к Северному участку Паратунского месторождения с левого борта долины на правый. Это указывает на опускание на этом участке долины палеоген-неогенового фундамента, по крайней мере, в четвертичное время в сторону Авачинской губы, которая, как считал К. И. Богданович, может представлять собой вулканотектоническую депрессию. Дно долины, опускаясь к северу и востоку, образует перекося, в результате которого блоки палеоген-неогенового фундамента, ограниченные с юга и запада нарушениями ортогональной системы в результате дифференцированного движения, отходят от соседних блоков, создавая ослабленные зоны, благоприятные для проникновения вод.

С направлением зоны субмеридиональных нарушений совпадает размещение плиоценовых экструзий и четвертичного вулканизма на правом берегу р. Паратунки. Анализ блоковой тектоники показывает, что заложение зоны субмеридиональных нарушений произошло в плиоцене, потому что нижнечетвертичные отложения накапливались в сформированной структуре грабена.

Оформление этой зоны в блоково-грабенную структуру произошло в четвертичное время, в результате чего сформировалась региональная система артезианских вод и четвертичных обводненных толщ. Возможно, что собственно горячие воды существовали еще в третичное время, в период формирования третичных интрузивов, но не было благоприятных условий для развития месторождения термальных вод. Они формировались в связи с развитием грабенной структуры, когда горячие флюиды получили возможность служить кипятильником для большой возобновляемой массы воды, что и создало местные месторождения.

## ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СИСТЕМЫ

Вулканогенные толщи палеоген-неогена, среди которых по обводненности выделяются горизонты более благоприятные и менее благоприятные, слагают как саму депрессию, так и ее борта и выходят за пределы грабена, но, в сущности, соединяются краевыми разломами, образуя систему пластовых вод, объединенных трещинными перетоками. При этом водоносные горизонты, располагаясь в бортах депрессии выше, чем в опущенной части грабена, создают артезианскую систему грабен-синклинального типа с концентрацией вод внизу. Артезианская система подземных вод палеоген-неогеновых отложений отделяется на Паратунском месторождении от системы грунтовых вод рыхлых четвертичных отложений нижнечетвертичными алеволитами. Обе системы объединены трещинными зонами, на что указывают выходы термальных вод на поверхность в узлах пересечения субмеридиональных и субширотных нарушений.

Ослабленные зоны между консолидированными блоками создали условия для локализации горячих подземных вод по типу гидротермальных динамических систем, контролируемых разломами [3]. Однако такая восходящая гидротермальная система встретила с динамической системой вадозных вод, движение в которой имеет в основном горизонтальную компоненту. Вместе с тем напор, который имелся в артезианской системе, обеспечил вертикальную миграцию по разломам термальных вод, но это реализовалось главным образом в палеоген-неогеновых толщах, так как

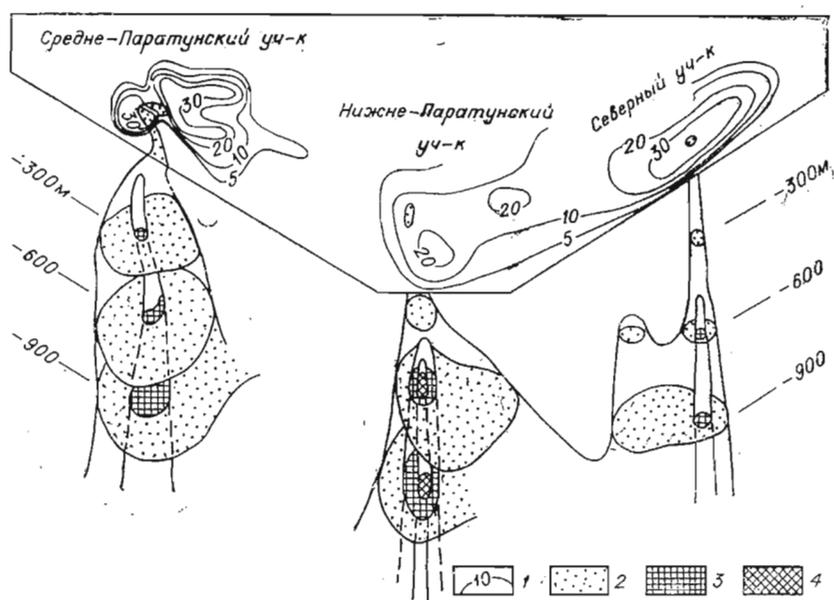
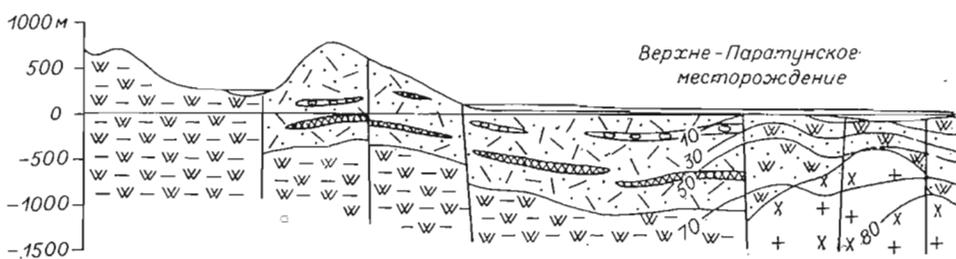


Рис. 2. Паратунские месторождения термальных вод.  
 1 — изолинии суммарных водопритокков после окончания бурения скважин, л/с; 2—4 — границы распространения температур: соответственно 80—90, 90—100, 100—105°C.

в рыхлых четвертичных отложениях общая масса гравитационно связанной воды гасит восходящие потоки.

Общие режимы динамической системы сложились таким образом, что в районе глубинного подтока основного теплоносителя (пар, вода, газ) сформировалась мощная конвективная система. Так как нагретые воды имеют повышенную проницаемость и меньший удельный вес по сравнению с холодными, здесь создалась всплывающая конвективная система, которая в своей горячей части проходит до верха почти не смещаясь, тогда как



окраинные зоны смещаются обтекаемым потоком. Действительно, на каждом участке Паратунского месторождения имеются более высоконагретые струи с максимальной плотностью теплового потока. Температура в центре таких струй 90—105°C, понижается она на кровле коренных пород неогена до 80°C (рис. 2), а на периферии месторождения составляет 10—20°C (рис. 3).

В долинах рек на Верхне-Паратунском и Карымшинском месторождениях рассредоточение более нагретых тепловых струй идет на больших глубинах, так как отсутствует четкий литологический водоупор, отделяющий термальные воды толщ палеоген-неогена от холодных вод четвертичных отложений. Тем не менее наличие на этих месторождениях естественных источников с температурой более 70°C указывает на то, что принципиальная схема восходящих струй более нагретых вод выдерживается и здесь.

С глубиной происходит постепенное, но неравномерное выравнивание температур. Так, если разделение Средне- и Нижне-Паратунского участков на кровле коренных пород происходит по изотерме 50°C, а между Нижне-Паратунским и Северным участком — по изотерме 30°C, то на глубине 900 м участки соответственно разделяются изотермами 70 и 80°C.

На Верхне-Паратунском месторождении понижение температур наблюдается между толщей пород неогена и интрузией с некоторым смещением минимума температур вниз по долине.

Корневая часть динамической системы, скрытая от наблюдений, связана с активной вулканической и магматической деятельностью и находится в глубинных частях разлома. В ней происходит мобилизация флюидов глубинных источников и стягивание их к стволу зоны, приуроченной к разломам, по которым теплоноситель движется к поверхности в виде горячего флюидного потока сравнительно малого сечения. В глубоких частях зоны распространения вадозных вод происходит пересечение эндо- и экзогенных систем и образование флюидной системы эндо-экзогенного типа. Зона скрещивания систем находится на продолжении стволовой зоны основного теплоносителя, но здесь происходит мобилизация холодных вод в общий тепловой поток. Это — зона разогрева или кипячения тепловым потоком вадозных вод и вовлечения их в конвек-

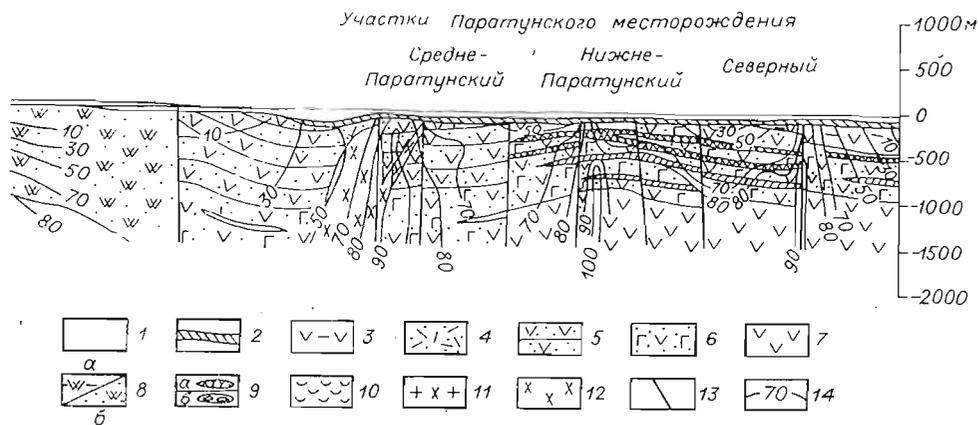


Рис. 3. Схематические геологические разрезы.

1 — гравийно-галечные отложения, пески, суглинки, глины; 2 — конгломераты, алевриты, аргиллиты, песчаники; 3 — туфогенные песчаники, конгломераты, туфы; 4 — дациты, андезиты, андезитобазальты, базальты, туфы различного состава, туфогенные алевриты, песчаники, конгломераты; 5 — липариты, андезиты, андезитодациты, андезитобазальты, базальты, туфы, туффиты; туфогенные алевриты, песчаники, конгломераты; 6 — базальты, андезитобазальты, туфы андезитобазальтового состава, туфогенные аргиллиты, алевриты, песчаники; 7 — андезиты, андезитобазальты, туфы; 8 — туфогенные песчаники, алевриты, аргиллиты, конгломераты, туфы, эффузивы преимущественно среднего состава (а), те же породы, интенсивно окварцованные и ороговикованные (б); 9 — туфогенные алевриты, аргиллиты, являющиеся относительно водоупорами среди вулканических толщ (а), туфогенные песчаники, конгломераты (б); 10 — базальты и их шлаки; 11 — гранодиориты, кварцевые диориты, диориты; 12 — диориты, габбро-диориты; 13 — разломы; 14 — геозотермы.

ционный тепловой поток, расширяющийся кверху и сопровождающийся ореольной зоной сноса. Сверху нее находятся зона ликвидации и рассеяния этих вод. Такая система носит обобщенный характер. Конкретные условия на месторождениях зависят от структурно-литологических особенностей строения различных объектов.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ТЕРМОГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СИСТЕМЫ

Локализация термальных вод в палеоген-неогеновых отложениях имеет свои особенности в зависимости от геолого-структурных условий участков термоявлений и физических свойств пород.

На Средне-Паратунском участке, где в результате пропилитизации физические свойства пород в значительной мере снивелированы и трещиноватость в вулканогенных отложениях нижнего миоцена к югу от интрузии проявилась довольно однородно, контур обводненных пород с температурой горячей воды 70—80°C имеет вид штокверка (см. рис. 2).

Обводненность пород с избыточным давлением, достаточным для самоизлива терм на устье скважин, непосредственно устанавливается с глубины 1200 м и постепенно увеличивается примерно до глубины 600 м. В этом интервале движению восходящих терм препятствует статическое давление вод, расположенных выше, и силы сопротивления, возникающие при фильтрации терм через породы различной пористости и проницаемости в условиях неоднородной трещиноватости пород вследствие некоторого сохранения их первичных физических свойств. Резкое увеличение обводненности пород наблюдается с глубины 600 м, когда на пути движения терм дополнительно начинает сказываться влияние четко выраженного литологического водоупора, отделяющего термальные воды от поверхности холодных вод (рис. 4, а).

При бурении скважин на глубину более 1300 м происходит некоторое уменьшение дебита из-за частичного поглощения терм на этих глубинах вследствие уменьшения давления по сравнению с давлением выше по стволу. Это указывает на то, что глубже 1300 м находится зона транзита термальных вод, где движение терм снизу вверх имеет сквозной, проходной характер (стволовая часть для этой гипсометрической зоны; таких гипсометрических зон этажей на месторождении, видимо, может быть несколько).

На Нижне-Паратунском участке под нижнечетвертичными отложениями залегает слоистая пачка нижнего миоцена, сложенная туфами, туфогенными алевролитами, аргиллитами, песчаниками и лавами основного состава, т. е. породами, резко отличающимися своей пористостью и трещинной проницаемостью. Слоистая пачка слагает брахиантиклинальную структуру, несколько вытянутую с юга на север и разбитую разрывными нарушениями. Восточное и западное крылья брахиантиклинали падают соответственно под углами 15—20 и 30—40°, к югу и северу углы падения не превышают 10—15°.

Термальные воды, поднимаясь по зонам нарушений, вовлекают напорные вадозные воды и движутся в купольную часть складки, образующую площадной слоистый коллектор, с которым и связаны основные водопритоки (см. рис. 4, б).

Поэтому здесь наряду с разрывной тектоникой в распределении терм важное значение имеют литология и пликвативная складчатая структура [4], вследствие чего термальные воды, распространяясь по площади, объединяются с термами Северного участка (см. рис. 2).

Тип коллектора пластово-трещинный. Концентрация компонентов в рудных гидротермальных месторождениях при таком коллекторе образует пластово-жильный тип оруденения.

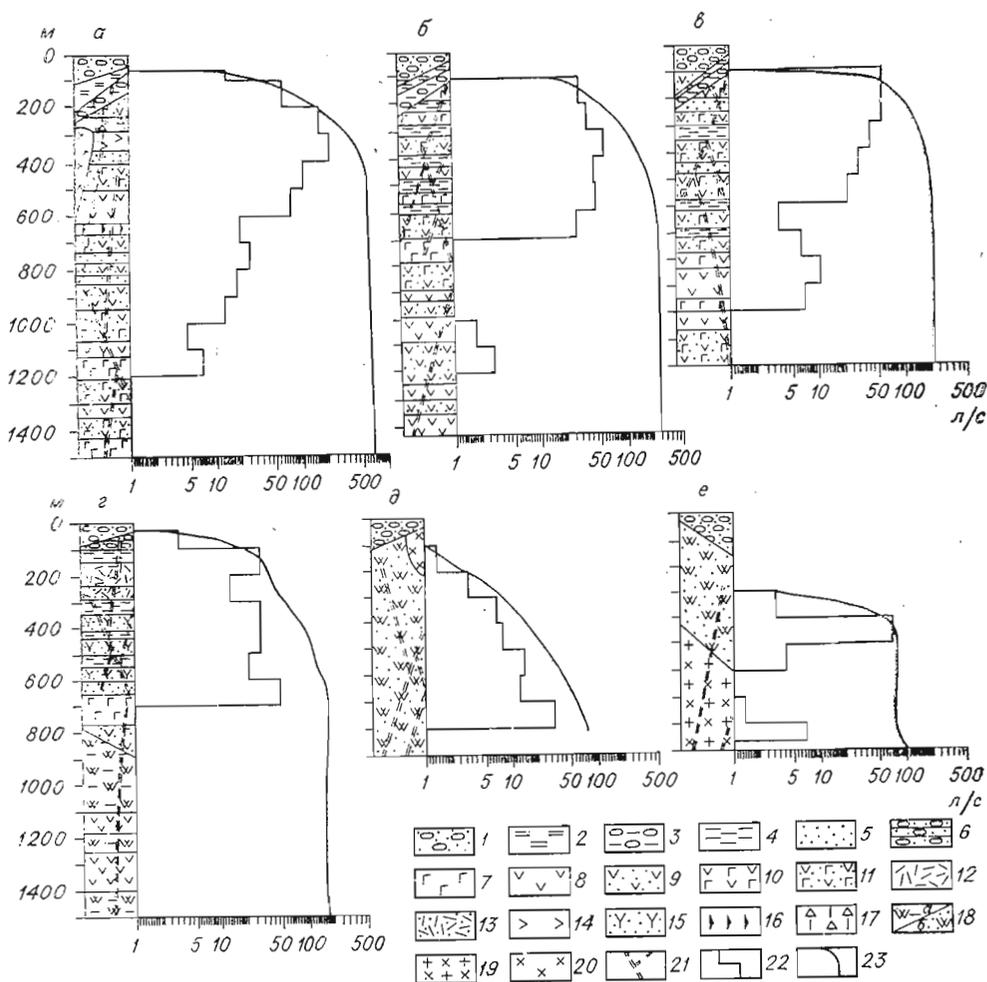


Рис. 4. Суммарные графики водопритоков после окончания бурения скважины.

На Северном участке, где залегание пород ближе к горизонтальному, локализация термальных вод контролируется главным образом разрывным нарушением субмеридионального направления, образуя узко втянутую зону (см. рис. 4, е) с трещинно-жильным типом коллектора.

В местах сочленения разрывных нарушений различного направления формируются породы с достаточно хорошей проницаемостью, на значительную глубину, благодаря чему создаются благоприятные условия для зарождения столбобразных термогидроколонн.

Характер изменения температур в термогидроколоннах по отдельным высокотемпературным скважинам Паратунского месторождения виден на рис. 5. При характеристике распределения температур использованы данные по скважинам, обработанные для Паратунского месторождения.

На Верхне-Паратунском и Карымшинском месторождениях для участков распространения отложений среднего мнотена, состоящих из лав

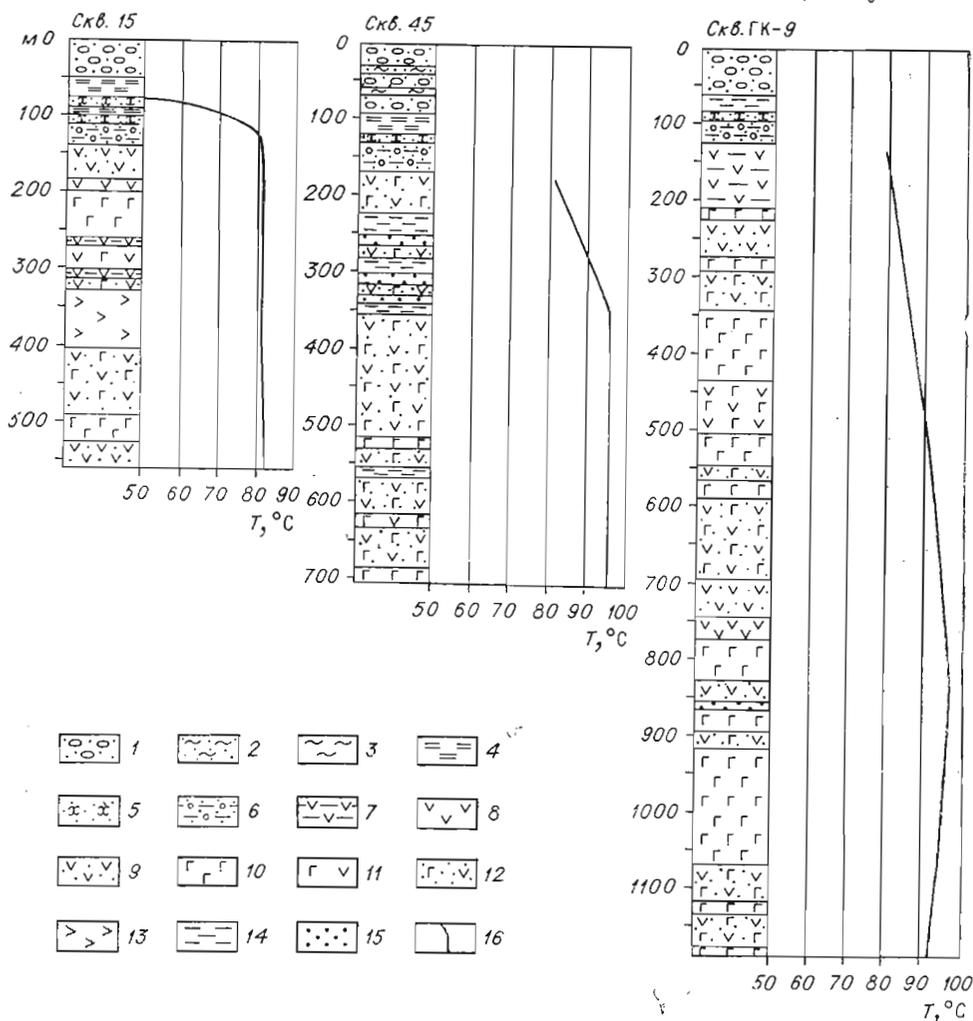


Рис. 5. Графики высокотемпературных скважин Паратунского месторождения.

1 — песчано-гравийно-галечные отложения; 2 — пески, песчаные глины; 3 — глины; 4 — алевролиты, аргиллиты с линзами песчаников; 5 — песчаники; 6 — конгломераты; 7 — туфогенные песчаники, туфы, туфо-конгломераты; 8 — андезиты; 9 — туфы андезитового состава; 10 — базальты; 11 — андезито-базальты; 12 — туфы андезито-базальтового состава; 13 — дициты, андезитодациты; 14 — туфогенные алевролиты, аргиллиты; 15 — туфогенные песчаники; 16 — термограммы, по данным К. И. Мальцевой.

различного состава, туфов, ксенонгмбритов, туфогенных алевролитов, песчаников и конгломератов, характеристика водопритоков аналогична таковым в слоистых отложениях нижнего миоцена Паратунского месторождения (см. рис. 4, з). В случае залегания слоистых отложений на окварцованных породах олигоцен-миоцена последние являются в основном областью транзита термальных вод, так же как это и в интрузии, хотя здесь и есть водопритоки по отдельным трещинам (см. рис. 4, е).

На участках выходов карымшинских источников термальные воды приурочены к субширотному нарушению, и их структурная связь с ним аналогична описанной для Северного участка Паратунского месторождения.

Особый случай локализации термальных вод наблюдается в сильно окварцованных породах олигоцен-миоцена, залегающих непосредственно под четвертичными отложениями в днищах долин рек Паратунки и Ка-

рымшины. Однородные или почти однородно измененные окварцованные и ороговикованные трещиноватые породы слагают здесь толщу мощностью в несколько сот метров. Трещиноватость местами настолько велика, а направление трещин, преимущественно коротких, так разнообразно, что породы часто приобретают брекчиевидный облик. Трещины, как правило, тонкие, с плотно прилегающими гранями обломков и устанавливаются часто при раскалывании породы или под микроскопом. Трещины заполнены кварцем, цеолитом, кальцитом, эпидотом. Такая однородная толща в целом, хотя и нарушена тектоническими процессами, как правило, не создает открытых трещинно-сетчатых зон, благоприятных для свободной циркуляции воды. Поэтому обводненность их увеличивается пропорционально до некоторой глубины (см. рис. 4, *д*). Но особенно она должна быть велика в зоне контакта с интрузией, где единичные водопритоки резко возрастают (см. рис. 4, *е*). Суммарный график водопритоков для толщи имеет вид слабозыпуклой кривой, указывающей на то, что на исследованных глубинах водопритоки еще не стабилизировались. Обводненная толща пород образует штокверкообразную форму крупных размеров.

Таким образом, на локализацию терм влияет структурное положение месторождений. Преобладающим же в формировании устойчивого восходящего конвективного потока, не сбиваемого вадозными водами, имеющими тангенциальное движение, является то обстоятельство, что глубинные термы приурочены к пересечению крупных тектонических зон, которые вывели их на поверхность через толщи вадозных вод. Здесь сформировались столбообразные термальные зоны динамических систем со все более горячими водами на глубине, которые, собственно, и представляют месторождения термальных вод. Подходя к поверхности, эти воды частично изливаются, включаясь в систему поверхностных вод, частью же растекаются в близповерхностной водоносной области и уносятся долинными водами.

В принципе такая ликвидация системы может произойти и на некоторой глубине, если на определенном горизонте снос горячих вод вадозными будет достаточно велик. Этим обуславливается принципиальная возможность существования слепых месторождений горячих вод. Однако такая обстановка может возникнуть только в пределах зоны максимального насыщения вадозными водами, так как исходный теплоноситель имеет небольшую массу. Насыщение вадозными водами на глубине может происходить в результате их опускания по разломам или благоприятным литологическим горизонтам складчатых структур. При встрече вадозных вод с теплоносителем может образоваться система глубинных термальных вод с более или менее устойчивым режимом.

Существование подобных систем, обладающих рудоносностью, приводит при благоприятных условиях к образованию слепых рудных тел.

Таким образом, внутреннее строение системы в ее динамическом развитии — сложное геологическое явление. Ее морфоструктура — это комбинация пластовых и трещинных вод в условиях, когда водоносные пласты пересечены в области грабена сетчато-трещинной зоной, в которой лишь отдельные разломы являются сквозными, в большинстве же они более короткие и часто выклиниваются элементами трещинной сетки. В связи с этим водоносность отдельных горизонтов, блоков и трещинных зон различна, а распределение вод в системе сложное.

В условиях такой структуры существуют не только притоки, но и оттоки вод от главного термального столба. Можно даже сказать, что кроме столбообразной основной структуры распространения горячих подземных вод существует также блоковая структура распределения вод. Помимо того, что вся грабеновая структура может рассматриваться как водоносный блок, заключенный среди малообводненных толщ, внутри его водоносность отдельных блоков является дифференцированной. Последнее обстоятельство сказывается и на «блоковом» распределении температур-

ных условий. Это — следствие того, что трещинные зоны могут служить не только проводниками для терм, но и экранами, если в них развиваются оглинение или другие процессы, препятствующие распространению терм, или если к ним приурочены потоки холодных вадозных вод, сбивающих тепловой поток.

В целом артезианская водоносная структура является полиблочной со сквозными конвекционными вертикальными термостолбами и шлейфом тепловых вод вверху, который ликвидируется региональной системой поверхностного стока, контролируемого также тектоникой.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание. М., «Недра», 1964. 733 с.
2. Поляк Б. Г., Вакин Е. А., Овчинникова Е. Н. Гидрогеотермические условия вулканического района Камчатки. М., «Наука», 1965. 95 с.
3. Поспелов Г. Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем. — «Геол. и геофиз.», 1962, № 11, с. 28—40; 12, с. 40—57.
4. Поспелов Г. Л. Элементы геологического подобия нефтяных и флюидальных рудных месторождений. — «Геол. и геофиз.», 1967, № 11, с. 3—23.

*Б. А. Кулаков*

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЗОНАЛЬНОСТЬ ТАЛНАХСКОГО МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ЗАПАДНОЙ РУДНОЙ ЗАЛЕЖИ)

Талнахское месторождение медно-никелевых руд пространственно и генетически связано с дифференцированной интрузией основного состава. Оно достаточно хорошо изучено и имеет много сходных черт с многочисленными магматическими месторождениями подобного типа (Печенга, Монча, Сёдбери, Инсизва и др.). Наряду с этим Талнахское месторождение имеет некоторые отличительные черты геологического строения.

Все исследователи Талнахской интрузии считают ее интрузивом внедрения. Вместе с тем в пределах интрузива происходили процессы ультраавтометаморфизма, приведшие к магматическому замещению с образованием троктолитовых и такситовых габбро-долеритов [11], т. е. налицо черты интрузива замещения [16]. Кроме того, вокруг интрузивных тел имеется широкий ореол метаморфически измененных пород, широко развиты экзоконтактовые вкрапленные и сплошные руды. Характерной чертой Талнахского месторождения является сложное, нередко зональное строение метасоматических и рудных тел. Зональность, как известно, характерна для постмагматических месторождений, сформированных в условиях гидротермального режима. Интрузивы основного состава, как правило, имеют незначительные по мощности контактовые ореолы. Эти особенности геологического строения обусловили разногласие в трактовке генезиса Талнахского месторождения.

К настоящему времени существуют, по крайней мере, три гипотезы формирования медно-никелевого оруденения. Мнение о ликвационно-магматической гипотезе формирования Норильских месторождений впервые было высказано Н. Н. Урванцевым (1921 г.) и В. К. Котульским (1946 г.). Теоретические основы этой гипотезы разработаны М. Н. Годлевским [4]. В работах В. В. Золотухина наиболее полное развитие получила инфильтрационно-автометасоматическая гипотеза [9, 11]. Метасоматическую гипотезу, практически отрицающую внутрикамерную диф-

ференциацию магматического расплава и ликвацию сульфидов, отстаивает И. Н. Горяинов [5]. Имеющиеся литературные данные о наличии ореолов метасоматически измененных пород, зональном строении тел сплошных руд [7, 12, 18] не дают полного представления об общей зональности месторождения, о характере развития зональности. По-видимому, для выявления условий формирования Талнахского месторождения недостаточно интерпретация только геологических фактов, а требуются детальные комплексные исследования с применением геолого-физических методов.

Изучая внутреннее строение юго-западной рудной залежи, мы проанализировали закономерности пространственного размещения интрузивных и метасоматических пород, минералогических типов руд во взаимосвязи со структурно-тектоническими особенностями исследуемого участка. Это в совокупности с парагенетическим, структурно-текстурным и термометрическим анализом позволило выявить зональность интрузивного тела, метасоматическую и рудную зональность, последовательность образования зон и направленность развития зональности в целом.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Талнахский рудный узел входит в состав Норильско-Хараелахского рудного района [6, 14], объединяющего ряд месторождений медно-никелевых руд. В геологическом строении района участвует комплекс разновозрастных карбонатно-терригенных, вулканогенных и магматических образований [14]. Основными элементами, предопределившими структуру Талнахского рудного узла, являются Хараелахская мульда и пересекающий ее глубинный Норильско-Хараелахский разлом. Талнахская трашсовая дифференцированная интрузия, с которой связано сульфидное оруденение, имеет [11] форму четковидной вогнутой пластины, полого погружающейся с юга на север от подошвы эффузивов триаса к мергелям и аргиллитам нижнего девона. Она пересекает кремнекислые терригенные отложения тунгусской серии, карбонатные, карбонатно-глинистые сульфатоносные осадки верхнего и среднего девона. Большинство исследователей по морфологии и приуроченности к структурно-тектоническим элементам района в Талнахской интрузии выделяют четыре ветви: юго-западную и северо-восточную, залегающие в породах тунгусской серии (Талнахское месторождение), северо-западную и хараелахскую, залегающие в отложениях девона (Октябрьское месторождение). Интрузивные ветви представляют собой пластообразные тела с раздувами и пережимами, последние служат соединительными проводниками между отдельными ветвями. В плане ветви Талнахского интрузива представлены «языками», веерообразно расходящимися от единого тела и разделяющимся между собой только в своих краевых частях. Все ветви характеризуются сходными чертами геологического строения и являются образованиями единого сложного процесса магматизма.

**Морфология и внутреннее строение юго-западной ветви.** Юго-западная ветвь — узкое линзовидное в вертикальном сечении тело, вытянутое вдоль Норильско-Хараелахского разлома. Морфология ветви предопределена наличием крупных доинтрузивных дизъюнктивов (рис. 1). Это тело западными сбросами разделено на три блока: главный, промежуточный и восточный. Главный блок с запада ограничен плоскостью сопряженного флексуро-сброса, а с востока — вторым западным сбросом. Промежуточный блок лежит в узкой полосе между первым и вторым западными сбросами, а восточный блок располагается между первым западным сбросом и плоскостью главного шва Норильско-Хараелахского разлома.

Характер контактов интрузии с вмещающими породами различный.

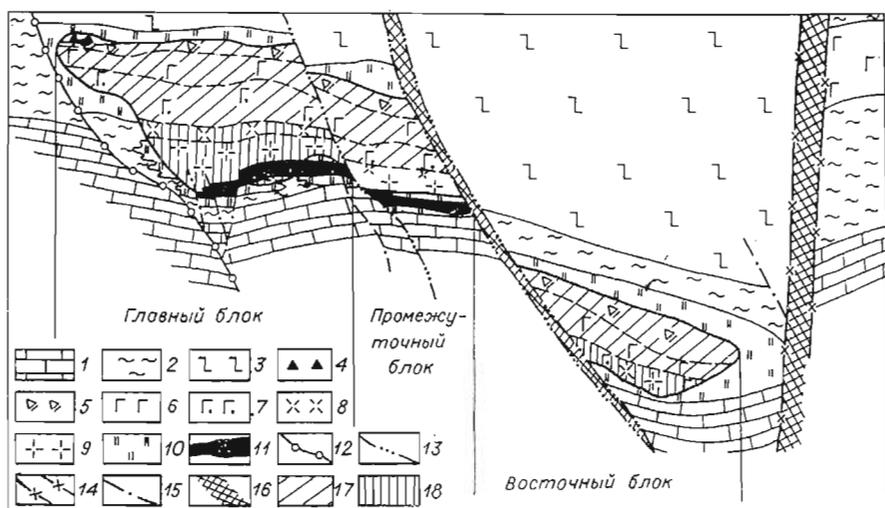


Рис. 1. Геологический разрез юго-западной части Талнахского месторождения. 1 — морские отложения девона; 2 — терригенно-осадочные отложения пермо-карбона; 3 — туфо-лавовые отложения триаса; 4 — гибридно-метасоматические породы; 5 — габбро-диориты, безоливиновые габбро-долериты; 6 — оливинсодержащие, оливин-биотитовые габбро-долериты; 7 — пикриты; 8 — троктолитовые габбро-долериты; 9 — такситовые габбро-долериты; 10 — контактово-метасоматические породы; 11 — тела сплошных руд; 12 — западный флексура-сброс; 13 — система западных сбросов; 14 — Норильско-Хараелахский разлом; 15 — малоамплитудные нарушения; 16 — зоны дробления пород; 17 — структурно-ядерная зона интрузива; 18 — переходно-ядерная зона интрузива.

Если верхний контакт выражен в виде довольно ровной субгоризонтальной плоскости, то нижний характеризуется наличием разнообразных по форме желобо- и килеобразных выступов и внутриконтурных купольных структур. (Более подробно морфология подошвы интрузии нами была исследована ранее [15].)

В строении интрузии принимают участие следующие горизонты (сверху вниз): 1) контаминированные и гибридные породы, 2) габбро-диориты и безоливиновые габбро-долериты, 3) оливинсодержащие, оливиновые и оливин-биотитовые габбро-долериты, 4) пикритовые габбро-долериты, 5) троктолитовые\* и 6) такситовые габбро-долериты.

Не останавливаясь на петрографической характеристике дифференциатов интрузии [6, 10, 11], отметим лишь, что в большинстве случаев контакты между отдельными дифференциатами довольно резкие. Кроме мегаполосчатости интрузии, обусловленной закономерным пространственным распределением дифференциатов, отмечается макро- и микрополосчатость внутри дифференциатов, которая наблюдается в виде переслаивания различных пород мощностью до 1—2 м и более. Последняя особенность наиболее характерна для нижней части пикритового горизонта на границе с троктолитовыми габбро-долеритами. В. В. Золотухиным и др. [11] среди магматических дифференциатов выделены первично-магматические породы — «расслоенная серия интрузии», к которым отнесены контактовые, пикритовые, оливиновые, оливинсодержащие, безоливиновые габбро-долериты и габбро-диориты и «основные пегматоиды» — троктолитовые, такситовые габбро-долериты, лейкократовые и пегматоидные габбро. Кристаллизация пород расслоенной серии интрузии, по данным Е. Н. Булгаковой [3], происходила при температуре от 1425 до 1230°C, основных пегматоидов — в интервале 1180—1140°C.

**Геологическая позиция и внутреннее строение контактового ореола.** Юго-западная ветвь Талнахской интрузии окружена широким ореолом

\* Троктолитовые габбро-долериты выделены нами, так как в пределах юго-западной ветви они образуют выдержанный горизонт.

измененных пород. Пирометаморфическое воздействие магматического расплава на вмещающие породы ограничивалось образованием ореола контактовых пород. Под воздействием метасоматизирующих растворов ореол измененных пород разрастался, захватывая не только контактовые роговики, но и исходные вмещающие породы и габбро-долериты дифференцированной интрузии.

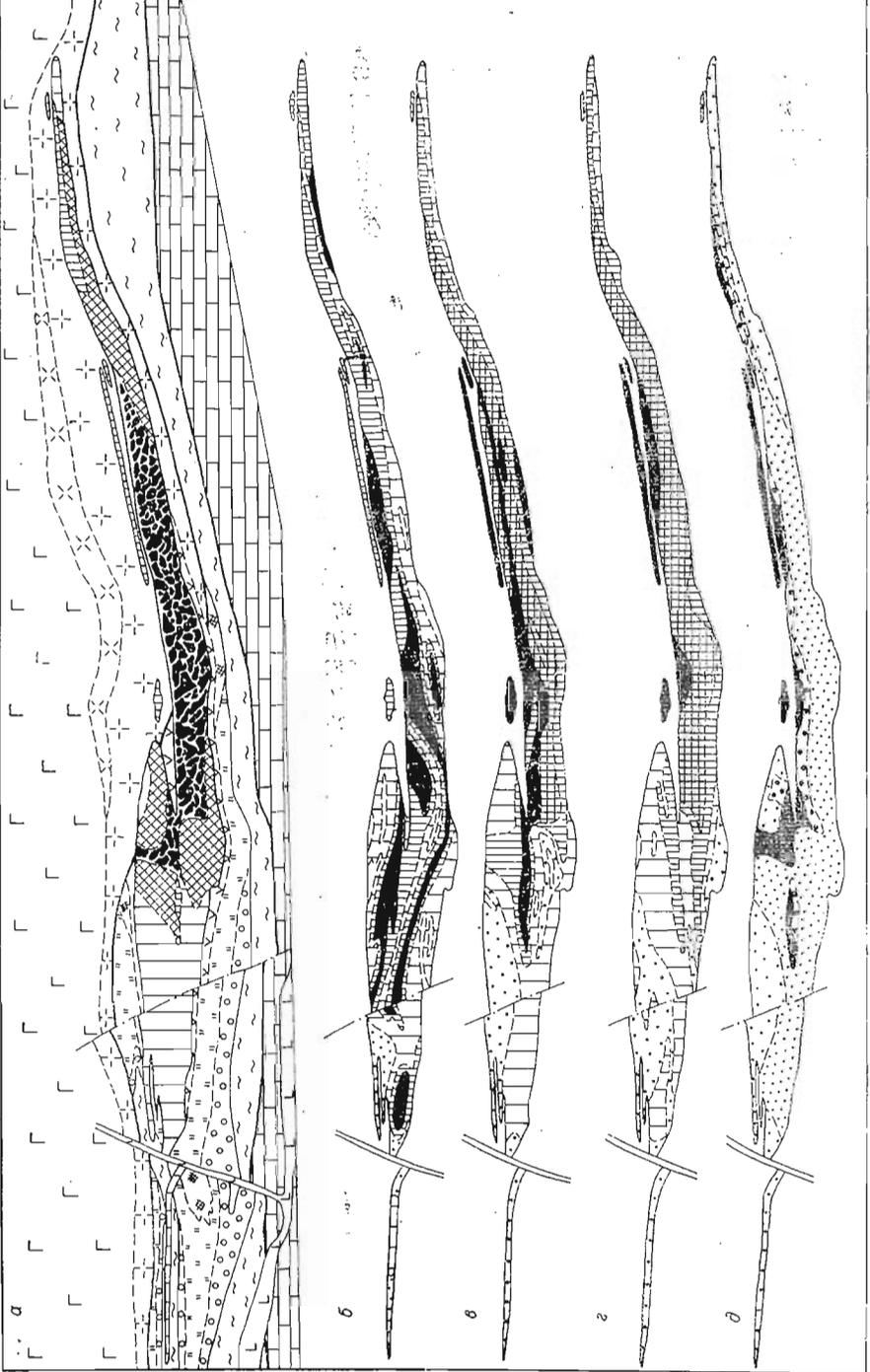
По отношению к интрузивному телу выделяются верхний и нижний контактовые ореолы [6]. Верхний в общих чертах повторяет контуры интрузивного тела, вытянут в северо-восточном направлении согласно главным тектоническим нарушениям. Отмечается близкая к прямой зависимость мощности контактового ореола от мощности интрузивного тела. Кроме того, участки максимальных мощностей метаморфических пород часто приурочены к крупным разрывным нарушениям.

В нижнем контактовом ореоле, в отличие от верхнего, наблюдаются участки, где полностью отсутствуют признаки метаморфизма. Характерно, что в этих местах сплошных руд либо вообще нет, либо они имеют незначительную мощность и залегают в пределах интрузивного тела минимальной мощности. Прямой связи мощности контактового ореола с мощностью интрузии нет, так как нередко наблюдается независимое (от контактов интрузии) развитие метасоматических пород среди вмещающих. Средняя мощность верхнего ореола — 25 м, нижнего — 13 м.

Внутреннее строение ореола наиболее детально изучено в пределах нижнего контакта интрузии [6]. Выделяются следующие фации измененных пород: контактовые роговики, альбититы, известковые скарны и околоскарновые метасоматиты, околорудные метасоматиты, околотрецинные метасоматиты, продукты дислокационного метаморфизма. В зоне непосредственного контакта развиты тела контактовых роговиков (нередко полностью замещенные более поздними метасоматитами) и известковых скарнов. Последние иногда образуют изолированные тела вне контакта интрузии и приурочены к тектоническим нарушениям. Внешние зоны контактового ореола сложены телами альбититов линзовидной, реже неправильной формы с субгоризонтальным залеганием параллельно контактам интрузии. Околорудные метасоматиты пространственно приурочены к телам сплошных руд, а околотрецинные образования и продукты дислокационного метаморфизма — к зонам тектонических нарушений.

Пространственная приуроченность метаморфических пород к интрузивному телу, развитие метасоматитов в эндо- и экзоконтактных зонах дифференцированной интрузии свидетельствуют о магматическом и постмагматическом времени формирования контактового ореола. В магматическую стадию формировались контактовые роговики, в послемагматическую — альбититы, известковые скарны, сульфидные руды и околорудные метасоматиты. В заключительный этап метаморфизма образовывались околотрецинные метасоматиты и продукты дислокационного метаморфизма. По данным Е. Н. Булгаковой и В. В. Рябова [2], формирование метасоматитов происходило в интервале 630—230°C (по гомогенизации газовой-жидких включений). Основная масса включений гомогенизируется в жидкость, реже — в газ.

**Геологическая позиция, морфология и внутреннее строение рудной залежи.** Юго-западная рудная залежь приурочена к приподошвенной части дифференцированной интрузии, пространственно связана с магматическими и метасоматически измененными породами терригенно-осадочной толщи пермо-карбона. В целом рудная залежь повторяет контуры интрузивного тела, имеет пластообразную форму, вытянутую в северо-восточном направлении. Ядром рудной залежи являются сплошные руды, слагающие горизонтальные линзовидные тела, залегающие как в породах интрузива, так и в апоосадочных метасоматитах. Вкрапленные руды образуют мощный по вертикали асимметричный ореол вокруг сплошных руд.



- 1 [ ]
- 2 [ ]
- 3 [ ]
- 4 [ ]
- 5 [ ]
- 6 [ ]
- 7 [ ]
- 8 [ ]
- 9 [ ]
- 10 [ ]
- 11 [ ]
- 12 [ ]
- 13 [ ]
- 14 [ ]
- 15 [ ]
- 16 [ ]
- 17 [ ]
- 18 [ ]
- 19 [ ]

По составу рудомещающих пород вкрапленные руды делятся на вкрапленные руды в интрузиве и на вкрапленные руды экзоконтактовых пород.

Минералогия руд достаточно сложна и характеризуется обилием сульфидных минералов, их модификацией и генерацией. Главными рудными минералами являются пирротин (гексагональный, моноклинный и троилит), халькопирит, пентландит, талнахит, кубанит. Изучению сульфидных минералов руд Талнаха посвящены многие работы, например [1, 12, 13]. Различные количественные соотношения сульфидов, локальность концентраций отдельных рудных минералов, их генераций и модификаций обусловили зональное строение рудной залежи, и в особенности тел сплошных руд. Среди сплошных руд выделяются четыре типа: пирротиновые, кубанитовые, халькопиритовые с талнахитовым подтипом и борнит-халькозиновые, представляющие ряд минеральных зон, закономерно сменяющих друг друга в пространстве. Крайними членами этого ряда служат пирротиновые и халькопирит-талнахитовые зоны. Борнит-халькозиновая зона проявляется лишь в пределах развития талнахитовых руд. Кубанитовая ассоциация — промежуточная и в пространстве образует зону между полями развития пирротиновых и халькопиритовых (либо талнахитовых) руд. Некоторое представление о пространственном распределении минеральных типов руд дает рис. 2. Необходимо отметить, что пирротиновые руды формируются преимущественно в породах осадочно-метасоматического комплекса, а халькопиритовые — либо полностью в пределах интрузивного тела, либо в непосредственном контакте с магматическими породами.

Вкрапленные руды по минеральному составу разделены на пирротиновые, халькопиритовые и борнит-халькозиновые. Пространственное размещение минеральных типов вкрапленных руд в основном контролируется положением минеральных типов сплошных руд (см. рис. 2). Вкрапленные руды в интрузии пространственно связаны с пикритовыми, троктолитовыми и такситовыми горизонтами, где образуют тела различной рудонасыщенности. Вкрапленные руды экзоконтактовых пород пространственно связаны только с метасоматически измененными породами и практически отсутствуют в исходных осадочных породах тунгусской серии. Наиболее охотно сульфидные руды развиваются по пористым, кавернозным скарновым образованиям, в пределах которых расположены все основные тела сплошных руд. Вероятно, значительная часть скарновых тел замещена сплошными рудами, о чем свидетельствует постоянное присутствие реликтовых зерен граната и незамещенных останцов скарновых пород среди сплошных руд.

**О закономерностях пространственного размещения геологических образований.** Для выяснения закономерностей пространственного размещения интрузивных дифференциатов, метасоматических пород и типов сульфидного оруденения нами был произведен сравнительный анализ планов мощностей перечисленных выше образований с морфоструктурным планом [15] юго-западной ветви. Это сопоставление позволило выявить следующие основные закономерности:

1. Изменение мощностей дифференциатов «основных пегматоидов» зависит от морфологии ложа интрузии — максимальные мощности так-

Рис. 2. Схемы зональности тел сплошных руд и метасоматитов юго-западной части Талнахского месторождения.

а — внутреннее строение тел сплошных руд и метасоматитов; б — распределение содержания никеля в сплошных рудах; в — то же, меди; г — то же, платиноидов; д — то же, пентландита в сплошных рудах (по крупности выделений).

1 — пикриты; 2 — троктолитовые габбро-долериты; 3 — такситовые габбро-долериты; 4 — терригенно-осадочные отложения тунгусской серии пермо-карбона; 5 — отложения девона; 6 — силлы и дайки микродолеритов; 7 — адиолиты; 8 — альбититы; 9 — известняковые скарны; 10 — сплошные пирротиновые; 11 — кубанитовые; 12 — халькопиритовые; 13 — талнахитовые руды; 14 — околорудные метасоматиты; 15 — тектонические нарушения; для рис. д: 16 — выделения пентландита размером до 4 мм, 17 — 1—4 мм, 18 — 4—10 мм, 19 — более 1 см.

Плотность штриховки на рисунках б, в, г соответствует увеличению содержания элементов.

ситовых и троктолитовых габбро-долеритов приурочены к мульдо- и килеобразным прогибам в подошве интрузивного тела, минимальные — к областям пережимов. Выдержанные горизонты троктолитовых габбро-долеритов всегда пространственно связаны с прогибами в подошве интрузива.

2. Максимальные мощности тел сплошных руд приурочены к участкам перехода от прогибов dna интрузии к купольным структурам [15].

3. Максимальные мощности метасоматических образований и связанных с ними экзоконтактовых вкрапленных руд, как правило, расположены вдоль осевых линий купольных структур.

## О ЗОНАЛЬНОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Как известно, зональность рудных тел, месторождений и более крупных единиц—это закономерное, в виде зон с той или иной конфигурацией, распределение в пространстве химических элементов, минералов и иных особенностей состава или строения руд и ассоциированной с ними минерализации. Как уже говорилось, юго-западная ветвь Талнахского месторождения характеризуется сложным, анизотропным строением с целым рядом признаков зональности. В целом для месторождения можно выделить зональность интрузивного тела, зональность контактового ореола и рудную зональность.

**Зональность интрузивного тела** определена механизмом формирования интрузии и закономерным размещением интрузивных дифференциатов. Расслоенная серия интрузии слагает структурно-ядерную зону (по Г. Л. Поспелову [16]), а основные пегматоиды — ядерно-переходную (см. рис. 1). В свою очередь, каждая зона может быть разделена на еще более дробные части. Для юго-западной ветви, где основные пегматоиды развиты преимущественно в нижней части интрузии, зональность является вертикальной, но для других ветвей, где развиты верхние и нижние такситовые габбро-долериты, она может быть концентрической (или более сложной).

**Зональность контактового ореола** обусловлена закономерным изменением содержания и состава породообразующих минералов, сменой метасоматических фаций в пространстве (от интрузивного тела к периферии ореола: интрузивные породы — скарны — альбититы — неизменные осадочные породы (см. рис. 2)). Для метасоматических минералов (пироксены, амфиболы, биотиты, гранаты и т. д.) отмечается закономерное увеличение железистости по мере приближения к телам сульфидных руд. Это явление наблюдается и при изучении прозрачных шлифов. Кроме общей зональности контактового ореола, каждая выделенная метасоматическая фация имеет свою внутреннюю зональность. Так, для фации альбититов характерно расположение предельных альбититовых пород в центральной части альбититовой зоны; периферийные части, как правило, сложены адинолами или слабо измененными вмещающими породами. Центральные части скарновых тел выполнены преимущественно гранатовыми (гроссуляры) или гранат-везувияновыми породами, а периферийные — полевошпат-пироксеновыми. Если зональность скарнов не получает полного развития, то скарновое тело может быть представлено лишь околоскарновыми (пироксен-альбитовыми или пироксен-пренитовыми) породами.

Околорудные метасоматиты (альбит-микроклиновые, хлоритовые, серпентинитовые, сапонитовые и гранат-серпентин-кальцитовые породы) характеризуются горизонтальной зональностью: с севера на юг известковые скарны последовательно сменяются апоскарновыми пироксен-микроклиновыми и кварц-микроклиновыми породами. Кроме того, отмечается тенденция преимущественного развития околорудных метасоматитов аль-

битового состава в контактах сплошных пирротиновых руд, а микроклиновых метасоматитов — в контактах халькопиритовых и борнит-халькозиновых руд. Околотрещинные метасоматиты (прожилки кварца, гизингерита, кальцита, цеолитов и др.) также обнаруживают горизонтальную зональность: в пределах халькопиритовых и талнахитовых руд прожилки выполнены гизингеритом, а в пирротиновых рудах — преимущественно кварцем.

Таким образом, метасоматические фации представляют в сумме единую метасоматическую колонку, отражающую процесс преобразования исходных вмещающих пород. В участках максимальных мощностей метасоматического ореола все зоны метасоматитов разбиты наиболее полно и имеют следующую последовательность развития: исходные породы — альбититы — известковые скарны — сульфидные руды и околорудные метасоматиты. В локальных участках некоторые зоны не развиты, наблюдается сокращенный разрез метасоматической колонки.

Наиболее четко проявлена **рудная зональность**. Она обусловлена закономерным изменением степени рудо насыщенности, сменой минералогических типов оруденения, изменением содержаний рудообразующих компонентов, увеличением числа рудных минералов и т. д. Очень резко рудная зональность проявлена в телах сплошных руд (см. рис. 2, а). В них выделено пять зон: пирротиновая, кубанитовая, халькопиритовая, талнахитовая и борнит-халькозиновая. Все зоны наблюдаются только в центральной части рудной залежи, где отмечается максимальная мощность сплошных руд. В отдельных местах талнахитовые руды контактируют непосредственно с кубанитовыми: этот случай свидетельствует о том, что процесс «талнахитизации» был настолько активным, что вся халькопиритовая (за исключением отдельных останцов) зона была замещена талнахитовыми рудами. В телах меньшей мощности, как правило, отсутствуют талнахитовые и борнит-халькозиновые зоны. Вкрапленные руды нередко представлены какой-либо одной (пирротиновой или халькопиритовой) ассоциацией, и только вблизи развития талнахитовых руд наблюдаются все три ассоциации: борнит-халькозиновая, халькопиритовая и пирротиновая.

Выделенные минералогические зоны четко различаются по содержаниям главных рудообразующих компонентов (см. рис. 2, в, д, г) — содержания меди, платиновых металлов, золота и серебра закономерно увеличиваются от пирротиновой зоны к халькопиритовой и талнахитовой, кобальта — пропорционально уменьшается. Каждая из минералогических зон характеризуется своеобразным сочетанием текстурных узоров сплошных руд. Так, для пирротиновой зоны характерны массивная и петельчатая текстуры, для кубанитовой — массивная и решетчатая, для талнахитовой и халькопиритовой — массивная и порфириовидная.

Зональность тел сплошных руд подчеркивается пространственным размещением выделений пентландита: в пределах пирротиновых руд этот минерал встречается только в виде субмикроскопических пламенеvidных выделений. По мере развития обогащенных медью более низкотемпературных зон размеры и количество выделений пентландита увеличиваются. Наиболее крупные выделения (до 4—5 см в диаметре) приурочены к контактовым участкам кубанитовой зоны (см. рис. 2, д).

В целом для рудной зональности характерно следующее:

1. Рудная залежь имеет концентрическое строение — центр залежи сложен сплошными рудами, периферия — вкрапленными. Фокусом зональности являются контакты подошвы интрузивного тела.

2. Отчетливо наблюдается последовательное изменение минерального состава сульфидных руд от пирротиновых до борнит-халькозиновых. Наиболее четко эта зональность проявляется в телах сплошных руд, в участках максимальной мощности. Во фланговых участках рудной залежи отмечается сокращение мощности и количества зон (чаще всего от-

сутствуют талнахитовые и борнит-халькозиновые зоны). Вкрапленные руды нередко представлены одним минеральным типом руд (пирротиновым и халькопиритовым).

3. По мере формирования залежи происходит закономерное возрастание содержания минералов, обогащенных медью (кубанит, халькопирит, талнахит, борнит, халькозин и др.).

4. Сульфидное оруденение — заключительный этап метасоматического процесса, оно развивается по всем ранее образованным зонам интрузивного тела и контактового ореола, что свидетельствует о его наложенном характере.

Таким образом, в пределах юго-западной рудной залежи устанавливается полиморфная зональность, развитие которой генетически связано со становлением интрузива. На образовавшуюся в первую очередь зональность интрузивного тела последовательно накладывались метасоматическая и рудная зональности, формирование которых происходило в различных физико-химических и структурно-тектонических условиях.

### ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ И ЗОНАЛЬНОСТИ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЗАЛЕЖИ

Структура месторождения формировалась в течение нескольких этапов, среди которых можно выделить четыре главных: 1) древний этап формирования структуры Талнахского рудного узла, 2) дорудный, 3) этап рудообразования, 4) послерудный.

Первый **древний этап** формирования структуры характеризуется интенсивным прогибанием этого участка земной коры и накоплением туфолоавовых толщ. В течение этого этапа формировалась Хараелахская мульда. Изменение фаций и возрастание мощностей, выполняющих мульду отложений, происходит в северо-западном направлении. В пределах мульды выделяются асимметричные депрессии с крутыми углами падения на северо-западных крыльях (15—20°) и пологими (3—5°) на юго-восточных. Шарниры асимметричных складок также погружаются в северо-западном направлении.

Среди песчано-алевролитовых отложений наблюдаются пликативные структуры более низких порядков — плейчатость и крутые микроскладки волочения.

К концу древнего этапа в результате увеличивающихся тектонических напряжений вдоль центриклинального замыкания Хараелахской мульды образовался Норильско-Хараелахский разлом, флексурные изгибы были преобразованы в сопряженные флексуры-сбросы — Западный флексуры-сброс и система Западных сбросов.

Таким образом, в течение первого древнего этапа преобладали пликативные деформации, были заложены основные предпосылки для формирования структур, развивавшихся в последующие этапы.

Во второй этап происходило формирование **дорудных структур** месторождения. Характерной особенностью этого этапа является интенсивная магматическая деятельность. Механизм формирования дифференцированных трапчатых интрузий подробно рассмотрен в работах В. В. Золотухина и др. [8, 11]. Кратко отметим лишь основные особенности этого процесса. Элементы прототектоники указывают на то, что внедрение магматических масс, сформировавших Талнахскую интрузию, происходило с северо-востока на юго-запад. Существующие к моменту внедрения интрузива структурно-тектонические элементы (Норильско-Хараелахский разлом, крупные складки, флексуры-сбросы, неоднородная жесткость, плотность рамы и т. д.) активно влияли на морфологию интрузивных тел и определяли генеральное направление внедрения магматических масс. Внедрение магматического расплава происходило прерывисто пульса-

ционно с формированием быстро раскристаллизованных краевых фаций (контактовые габбро-долериты). При последующих пульсационных подвижках магматической колонны в зоне раскристаллизованных контактовых габбро-долеритов возникали трещины срыва, скола, субпараллельные контактам интрузии.

Одновременно с формированием краевых фаций происходила внутрикамерная дифференциация магматического расплава с формированием пород расслоенной серии. Наиболее обогащенные оливином магматические кумуляты вследствие гравитационной садки оливина формировались первыми, образуя более плотные области в нижней части магматической камеры. В верхней части магматической камеры в это время могли существовать более пластичные фазы магматического расплава. Первоначально изотропная магматическая система постепенно (от головных частей магматической колонны к корневым и снизу вверх) превращается в анизотропную. При последующих подвижках магматической колонны трещины скола формировались уже не только в пределах контактовых зон интрузива, но и по границам различных по физическим свойствам кумулятов магмы. По-видимому, именно этим обстоятельством объясняется резкий, прямой контакт между пикритовыми и оливиновыми габбро-долеритами.

Наиболее мощные сколовые зоны возникали в районах киле- и мульдообразных выступов в подошве интрузивных тел, которые образовались под давлением магматической камеры на ослабленные зоны вмещающих пород. Эти выступы при очередных подвижках магматической колонны испытывали наибольшие динамические усилия, подвергались наибольшему дроблению и в некоторых случаях вообще могли отделяться от основной массы интрузива сколовой зоной. Кроме того, наличие выступов в подошве интрузива при движении магматической колонны обусловило «вспахивание» вмещающих пород с образованием тектонически ослабленных зон.

Таким образом, интрузивное тело после завершения первичной кристаллизации расплава характеризовалось определенными структурными особенностями — широким развитием зон трещин скола в приконтактовых частях интрузии, вдоль границ интрузивных дифференциатов и особенно в районах мульдо- и килеобразных выступов в подошве интрузии.

Дальнейшее развитие структуры месторождения связано с деятельностью флюидных динамических систем, физические основы которых детально разработаны Г. Л. Поспеловым [7]. Флюидные динамические системы, возникшие из неполностью раскристаллизованной хвостовой части магматической колонны, поступали по образовавшимся трещинам срыва, производя ороговикование первично-магматических пород, формируя «вторичную» магму, что в конечном итоге приводило к возникновению серии основных пегматоидов [11]. Флюидопроводником в данном случае является интрузивное тело. Косвенным указанием на возникновение флюидных динамических систем служит резкое повышение давления газовых составляющих (до 198 атм), которое было установлено Е. Н. Булгаковой [3] при изучении расплавных включений в минералах Талнахской интрузии.

Вероятно, в момент зарождения флюидной системы ее морфология соответствовала морфологии интрузивного тела как флюидопроводника. Дальнейшее саморазвитие системы под влиянием структурных особенностей интрузива и возникающих при этом стягивающих процессов привело к появлению уплотненных струйчатых обособлений и к возникновению главной стержневой зоны. Последняя, по-видимому, пространственно была приурочена к зоне развития троктолитовых габбро-долеритов (предельно измененных пород из серии основных пегматоидов), а мелкие уплотненные струи — к трещинным зонам вдоль контактов различных интрузивных дифференциатов. Вероятно, именно к этим участкам приурочены

струйчатые тела лейкократовых пород и овальные вкрапленники сульфидов.

В третий рудный этап происходило формирование **рудной залежи**. Массовое отложение промышленных концентраций сульфидов, по-видимому, началось с развития мощной единой по минеральному составу вкрапленной зоны существенно пирротинового состава. Вероятно, формирование вкрапленного оруденения началось в пределах интрузивного тела, в приподошвенной его части, где существовали благоприятные структурные условия (зоны сколовых трещин, разнородные горизонты и «слои» интрузивных дифференциатов и т. д.). Эти структурные особенности в совокупности с морфоструктурными элементами ложа интрузива обусловили не только пространственное размещение и морфологию тел вкрапленных руд, но и предопределили выходы рудоносных флюидов за пределы интрузива. Наиболее благоприятными участками выхода флюидов были, возможно, зоны сопряжения раздувов интрузива с наиболее проницаемыми слоями вмещающих интрузивов пород. Эти зоны нередко осложнялись разрывными нарушениями и существовали продолжительное время, играя роль постоянных направляющих для последующих рудоносных потоков. На выходе из интрузива в результате резкого перепада температуры и давления происходило каскадное превращение газов в жидкость, формирование устойчивых потоков, в результате деятельности которых образовывались мощные тела сплошных руд. Приуроченность крупных тел сплошных руд к купольным структурам ложа интрузива подтверждает это предположение. Деятельность рудоносных потоков была пульсационной в связи с пульсационно-прерывистым внедрением магмы. Это подтверждается различной активностью фаз рудоотложения, наложением более поздних рудных ассоциаций на раннее пирротинное оруденение.

Немаловажную роль в процессе рудоотложения, по-видимому, имело тепловое поле интрузива. При прочих равных условиях в участках расщепления интрузива, в пределах купольных структур ложа интрузива тепловое поле сохраняется более продолжительное время, тем самым увеличивается продолжительность деятельности растворов.

Четвертый этап формирования структуры месторождения характеризуется развитием **пострудных тектонических нарушений**. Они развиваются по сплошным и вкрапленным рудам и прослеживаются в виде крутопадающих сбросов и сбросо-сдвигов. Наиболее крупными разрывными нарушениями этого этапа являются западные сбросы, которые смещают не только рудную залежь, но и интрузивное тело. В пределах экзоконтактового оруденения формируются многочисленные крутопадающие малоамплитудные нарушения, нередко затухающие в интрузивных породах и отложениях девона. Контакты нарушений представлены зеркалами и бороздами скольжения. Открытые трещины выполнены пострудными минералами: пиритом, кварцем, цеолитами, гизингеритом, кальцитом и др. Эволюция метасоматизирующих растворов обусловила при определенных физико-химических условиях коллоидное состояние этих растворов. О масштабах этого явления пока судить трудно, однако находки типичных коллоидных минералов (сепиолит, пренит, опал, гизингерит и др.) позволяют допускать существование здесь таких растворов при относительно низких температурах.

Таким образом, в течение четвертого этапа возникли интенсивные тектонические напряжения, приведшие к формированию новых крупных разрывных нарушений, подновлению ранее заложенных. Четвертым этапом закончилось формирование структуры месторождений.

Из всего сказанного следуют выводы:

1. Талнахская интрузия и месторождения, с ней связанные, представляют собой полигенные образования, сформировавшиеся в едином рудно-магматическом цикле. В отличие от других месторождений подобного типа

Талнахское месторождение характеризуется широким развитием метасоматических пород и имеет сложное анизотропное строение.

2. Пространственное размещение различных геологических образований (интрузивные дифференциаты, метасоматиты, рудные тела) обусловлено процессом становления интрузивного тела и эволюционирующей структурно-тектонической обстановкой района.

Для юго-западной части Талнахского месторождения установлена полиморфная зональность (зональность интрузивного тела, метасоматическая и рудная зональности), отражающая сложный процесс формирования рудной залежи.

4. Полиморфная зональность Талнахского месторождения сформировалась в результате активной деятельности флюидных динамических систем в широком интервале температур и давлений.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бутько И. А., Кулагов З. А., «Новый минерал талнахит — кубическая разновидность халькопирита.— «Зап. Всесоюз. минералог. об-ва», 1968, ч. 97, вып. 1.
2. Булгакова Е. Н., Рябов В. В. Первые данные по изучению включений минералообразующей среды в магматических и постмагматических минералах талнахской дифференцированной интрузии.— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 292—295.
3. Булгакова Е. Н. Температурные условия формирования норильских дифференцированных интрузий. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1971.
4. Годлевский М. Н. Базальтоидные никелевые интрузии и условия их формирования.— В кн.: Петрология и металлогения базальтов. М., 1968.
5. Горяинов И. Н. О генезисе Талнахского месторождения.— В кн.: Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Л., «Недра», 1971, с. 182—196.
6. Додин Д. А., Батуев Б. Н. Геология и петрология талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола.— В кн.: Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Л., «Недра», 1971, с. 31—100.
7. Ершов В. В., Попова Г. Б. Первичная зональность экзоконтактовых сульфидных медно-никелевых руд Талнахского месторождения.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 173, № 6, с. 929—982.
8. Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. Особенности формирования некоторых трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1967.
9. Золотухин В. В. О генезисе так называемых «ликвационных» медно-никелевых сульфидных руд в свете новых данных (об инфильтрационно-автометасоматической гипотезе).— «Геол. и геофиз.», 1971, № 9, с. 12—21.
10. Золотухин В. В., Рябов В. В. Основные особенности метаморфических и метасоматических изменений месторождения Талнах (северо-запад Сибирской платформы).— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1972, с. 218—269.
11. Золотухин В. В., Рябов В. В., Васильев Ю. Р., Шатков В. А. Петрология талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии и метаморфические изменения, с ней связанные. Новосибирск, «Наука», 1975.
12. Изоптко В. М., Сухов Л. Г. Минеральный состав и строение сульфидных залежей на юге Талнахского месторождения.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского района. Л., «Недра», 1971, с. 80—88.
13. Кавардин Г. И., Митенков Г. А. Медно-никелевые руды Талнахского месторождения.— В кн.: Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Л., «Недра», 1971, с. 123—181.
14. Кравцов В. Ф., Седых Ю. Н., Гор Ю. Г.— Геолого-структурные особенности Талнахского рудного узла.— В кн.: Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Л., «Недра», 1971, с. 8—30.
15. Кулаков Б. А., Тарасов А. В. Структура рудного поля и морфологические особенности рудных тел юго-западной ветви Талнахского медно-никелевого месторождения (Норильский район).— «Геол. и геофиз.», 1971, 12, с. 54—61.
16. Поспелов Г. Л. О морфогенетической зональности интрузивов.— В кн.: Магматизм в связи с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.
17. Поспелов Г. Л. Проблемы эндогенной динамической флюидитологии.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 11, 12.
18. Суханова Е. Н.— Зональность рудных тел, интрузий и тектоно-магматических узлов и ее прикладное значение.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского горнопромышленного района. Норильск, 1968.

## СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ НА МЕДНОКОЛЧЕДАННОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ТЕСИКТАС (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

В вулканических областях выделяются три подгруппы структур рудных полей и месторождений — внутриэффузивные, жерловых — прижерловых зон вулканов, субвулканические [4]. Для внутриэффузивных зон характерна неоднородность строения, связанная с условиями застывания лав, проявленная в неравномерной раскristализации, подушечных и миндалекаменных текстурах, прототектонической трещиноватости из-за охлаждения лавовых потоков и др. Среди месторождений указанной подгруппы известны медно-цеолитовые месторождения оз. Верхнего в США, где пластовые рудные залежи приурочены к верхним миндалекаменным частям лавовых потоков, колчеданно-полиметаллические месторождения типа Куромоно Яюнии, в которых пластовые залежи руд залегают согласно с пологой кровлей лавовых потоков, и т. д.

Структура медноколчеданного месторождения Тесиктас является одной из характерных структур месторождений внутриэффузивных зон. Оруденение на месторождении приурочено к верхним частям лавовых потоков, где оно локализуется в спилитовых брекчиях, образовавшихся в результате развития прототектонической трещиноватости. Пространственная связь спилитовых брекчий с зонами оруденения, установленная на месторождении Тесиктас, возможна и на других месторождениях, что указывает на необходимость тщательного изучения подобных образований с целью более полного определения условий формирования рудовмещающих толщ и выделения новых перспективных участков в пределах рудных полей.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение Тесиктас расположено в Казыкской ветви Северо-Балхашского антиклинория, в пределах которого широко развиты породы кембрийского спилито-яшмового комплекса. В структурном отношении оруденение приурочено к Тесиктасской синклиналиной структуре, сложенной вулканогенно-осадочными образованиями итмурундинской свиты (рис. 1). В крыльях синклинали обнажаются зеленовато-серые кремнистые алевролиты с маломощными горизонтами (1—3 м) брекчий, песчаников (среднеитмурундинская подсвита). Ядро структуры сложено вулканогенной и вулканогенно-осадочной толщами верхнеитмурундинской подсвиты, к контакту которых тяготеют основные рудные тела месторождения (рудные зоны I, II).

В основании вулканогенной толщи, согласно на среднеитмурундинской подсвите залегают кремнисто-гематитовые туффиты с линзами и горизонтами бурых яшмокварцитов. По простиранию туффиты часто сменяются лавобрекчиями основного состава, содержащими обломки серых кварцитов, красных яшм. Мощность туффитов и лавобрекчий колеблется от 0 до 50 м.

Выше по разрезу в составе вулканогенной толщи отмечается ряд лавовых потоков спилитов мощностью до 50—80 м, которые разделяются по горизонтам лавобрекчий и бурых кремнисто-гематитовых туффитов мощностью от первых метров до 50 м. В спилитах хорошо выражена подушечная отдельность. Подушки эллипсоидальной, шаровой формы,

достигают размеров 0,1 — 0,4 м по длинной оси. Порода сложена микролитами альбита, заключенными в хлоритовом мезостазице с реликтовыми зернами авгита. Для верхней части разреза характерно более частое чередование лавовых потоков (5 — 20—30 м) и широкое развитие спилитовых брекчий, к которым пространственно тяготеют зоны прожилково-вкрапленной борнит-халькопирит-пиритовой, сфалерит-халькопирит-пиритовой и пиритовой минерализации.

Большая мощность лавовых потоков, отмеченная в нижней части вулканогенной толщи, обусловлена значительными прогибаниями в начальную стадию развития синклинали структуры. В заключительный этап формирования вулканогенной толщи происходили более частые излияния лав основного состава при меньших амплитудах опускания ложа.

Вулканогенно-осадочная толща, развитая в ядре синклинали структуры, сложена переслаивающимися лавобрекчиями, агломератами, углисто-кремнистыми алевролитами, прорванными силлами диабазов, плагиопорфиритов. Состав и особенности строения вулканогенно-осадочной толщи указывают на ее принадлежность к прибрежно-морской вулканогенной формации раннегеосинклинали стадии развития.

Среди углисто-кремнистых тонкослоистых алевролитов отмечаются плойчатые текстуры оползания с оползневыми микросбросами. Образование горизонтов агломератов связано с размывом алевролитов, спилитов. Агломераты часто с резким угловым несогласием перекрывают алевролиты. В составе алевролитов преобладают угловатые обломки алевролитов, вулканического стекла, миндалекаменных базальтовых порфиритов, диабазов, спилитов. Среди углистых алевролитов, как правило, отмечается ритмичное переслаивание углисто-пелитовых, кремнистых и сульфидных прослоек мощностью от нескольких миллиметров до 0,5—1 см. Отсутствие гидротермальных изменений, а также колломорфно-зональное строение минералов указывают на то, что сульфидные прослойки являются сингенетичными образованиями; представлены они пиритом, марказитом, пирротинном, среди которых отмечены единичные зерна халькопирита, сидерит.

Интрузивные породы в районе месторождения сложены нижнепалеозойским гипербазитовым и верхнепалеозойским гранитоидным комплексами, развитыми в периферических частях рудного поля. Повышенных содержаний меди, зон гидротермальной переработки в интрузиях не обнаружено, что свидетельствует об отсутствии генетической связи оруденения с указанными интрузиями.

Частое чередование лавовых потоков, лавобрекчий, наличие многочисленных даек диабазов, плагиопорфиритов и т. п. связано с формиро-

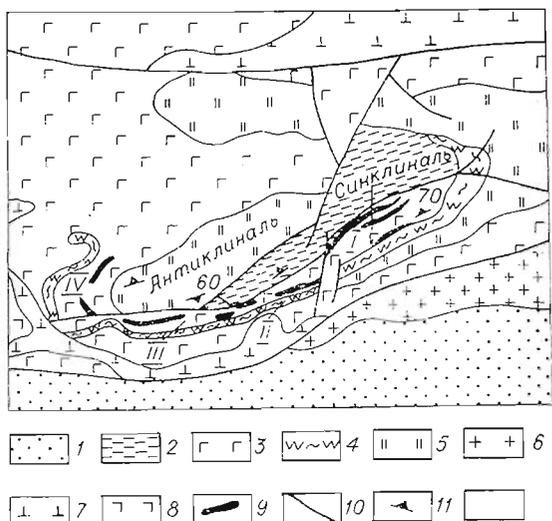


Рис. 1. Схема геологического строения Тесиктасского рудного поля.

1 — джамавшкурская свита ( $O_3dg$ ): песчаники, туфы кислого, среднего и основного состава, порфириты, известняки; 2 — итмурундинская свита ( $St\ it_2$ ): кремнистые алевролиты, диабазы; 3 — спилиты, диабазы, лавобрекчии, линзы яшмокварцитов; 4 — горизонты яшмокварцитов, гематитовых туффитов; 5 — нижняя толща ( $St\ it_2$ ): кремнистые алевролиты; 6 — верхнепалеозойские граниты; нижнепалеозойский интрузивный комплекс: 7 — гипербазиты, 8 — габбро, 9 — рудные зоны (рим. цифры I—IV); 10 — нарушения; 11 — элементы залегания пород; 12 — линия разреза.

ванием рудоносной структуры месторождения одновременно с работой вулканического аппарата трещинного типа [2].

Формирование тесиктасской синклинальной структуры происходило на фоне интенсивной вулканической деятельности, сопровождавшейся неоднократными излияниями базальтовых лав. Прогибание структуры компенсировалось накоплением вулканогенно-осадочных образований, представленных спилитами, диабазами, туффиитами, углистыми алевролитами с маломощными прослоями колчеданных руд. После образования верхней вулканогенно-осадочной толщи вулканические процессы проявились во внедрении многочисленных даек и силлов диабазов, прослеживающихся только в пределах указанной структуры. В заключительный этап вулканической деятельности, после внедрения даек диабазов, происходило формирование рудообразующих флюидов, проникавших из вулканического очага в наиболее проницаемые зоны, которыми являлись участки развития спилитовых брекчий.

### **МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ СПИЛИТОВЫХ БРЕКЧИЙ**

В пределах Тесиктасского рудного поля спилитовые брекчии выявлены среди подушечных спилитов в верхней части вулканогенной толщи верхнеитмурундинской подсветы. Они пересечены буровыми скважинами на всех четырех известных рудных зонах. Спилитовые брекчии залегают согласно с вмещающей спилитово-диабазовой толщей в виде крутопадающих тел (рис. 2).

Наиболее широкое их распространение отмечается в районе первой рудной зоны, где они также вскрыты подземными горными выработками. Зона разведана на протяжении 700 м по простиранию и 650 м по падению. Брекчиевые тела не выдержаны по мощности, наряду с раздувами (мощностью до 100 м, см. рис. 2, 3) отмечаются тела мощностью до 1—2 м и менее. Раздувы и мощные тела указанных брекчий по простиранию и падению часто разветвляются, образуя серию более мелких тел. На флангах рудной зоны и с глубиной для них характерно постепенное уменьшение мощности. Так, при сравнении геологических планов горизонтов 50—150 м с горизонтом 300 м (см. рис. 3) видно, что на первых двух горизонтах спилитовые брекчии образуют ряд тел, которые по простиранию часто объединяются в одно мощное тело, на горизонте 300 м они представлены лишь разрозненными мелкими телами со средней мощностью 5—10 м.

На второй, третьей и четвертой рудных зонах месторождения морфология спилитовых брекчий менее сложная. Здесь выделяется около четырех тел спилитовых брекчий мощностью от 2 до 10 м. Залегают они в виде разобщенных линз или вытянутых по простиранию горизонтов.

На рудном поле выделяется три типа спилитовых брекчий: петельчатые, обломочно-подушечные и обломочно-петельчатые. Взаимоотношение указанных брекчий с вмещающими породами показано на рис. 4. Видно, что выделенные типы брекчий образуют взаимные переходы.

Рассмотрим более детально каждый из указанных типов брекчий.

Петельчатые спилитовые брекчии имеют наибольшее распространение. Они также являются составной частью двух других выделенных типов брекчий. Для этого типа брекчий характерно отсутствие значительных перемещений отдельных обломков (рис. 5), мелкие обломки (от 0,1 мм до 1 см) представляют собой фрагменты более крупных. Обломки обособляются в результате развития сетки трещин, выполненных халцедоном, карбонатами, хлоритом, гематитом и эпидотом. Представлены они слабо раскристаллизованным стеклом основного состава, по которому часто раз-

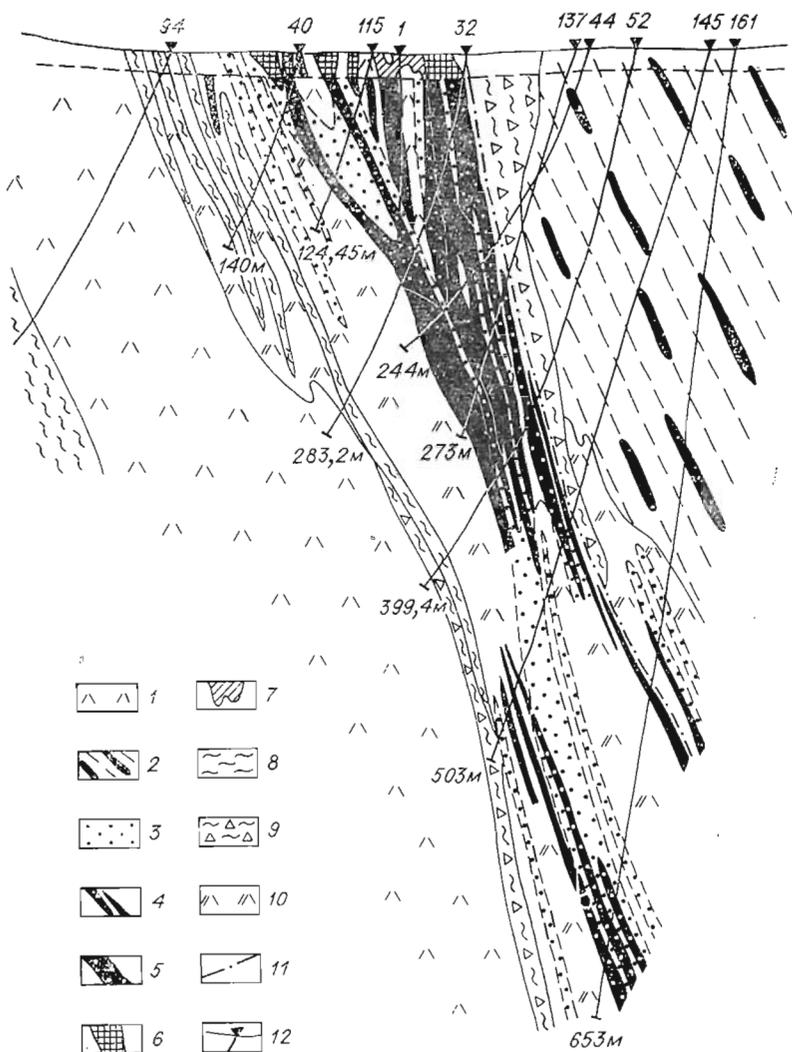


Рис. 2. Геологический разрез центральной части первой рудной зоны месторождения Тесиктас.

1 — спилиты; 2 — алевролиты углистые, кремнистые с прослойками вулканогенно-осадочных колчеданных руд и силлами диабазов; 3 — спилитовые брекчии; 4 — рудные тела в спилитах; 5 — рудные тела в спилитовых брекчиях; 6 — окисленные медные руды; 7 — железная шляпа; 8 — кремнисто-гематитовые туффиты с линзами яшм; 9 — левобрекчии; 10 — интенсивно хлоритизированные спилиты, кварцево-хлоритовые метасоматы; 11 — нарушения; 12 — скважины.

вивается интенсивная хлоритизация. Среди петельчатых брекчий встречаются подушки (до 5—10 см) и мелкие шаровые обособления—глобули (0,5—2 см в диаметре).

Подушки имеют эллипсоидную форму и в свою очередь делятся на более мелкие вышуклые подушечные блоки размером до 2—3 см, разграниченные трещинами. На внешней стороне подушек отмечается корка закалки толщиной 2—3 мм, которая в результате интенсивного развития прототектонических трещин приобретает мелкопетельчатую текстуру с размером сетки 2—3 мм и менее.

Изучение шлифов из отдельных блоков, на которые делятся подушки (при небольших увеличениях — от 3 до 10 раз), показало, что по направлению от центра блока к его периферии текстура породы резко меняется.

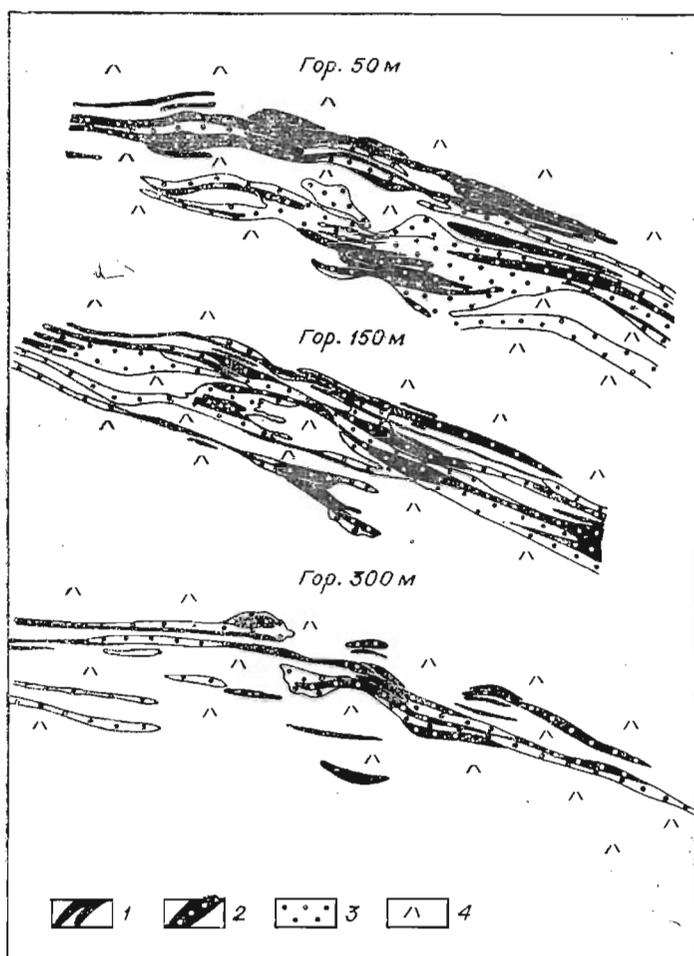


Рис. 3. Сопоставление планов рудных тел и спялитовых брекчий Тесиктасского месторождения.

1 — рудные тела в спялитах; 2 — рудные тела в спялитовых брекчиях; 3 — безрудные спялитовые брекчии; 4 — спялиты.

В центральной части указанных блоков, как правило, отмечается большое количество сферолитов слабо раскристаллизованного стекла, в центре которых расположены лейциты альбита. В периферических зонах расстояние между сферолитами увеличивается, отмечается преимущественное развитие сферолитов вдоль контракционных трещин, вокруг сферолитов развивается кайма халцедона, который иногда полностью замещает отдельные сферолиты и их скопления.

Мелкие шаровые обособления (глобули) среди петельчатых брекчий имеют сходное строение с подушечными блоками. Центральная часть указанных обособлений имеет эллипсоидальную, шаровую форму, редкой сетью трещин ядро рассекается на более мелкие блоки (рис. 6). В глобулях четко выделяется массивное ядро, которое отделено концентрическими трещинами от периферической части с петельчатой текстурой. В результате интенсивного развития трещин во внешней зоне образуется множество прилегающих друг к другу обломков, которые обрамляют ядерную часть. В указанных обособлениях выделяется три типа трещин: концентрические, расположенные параллельно ядерной части, радиальные, более короткие, расположенные перпендикулярно концентрическим (рис. 7), и трещины внутри отдельных блоков, пространственно связан-

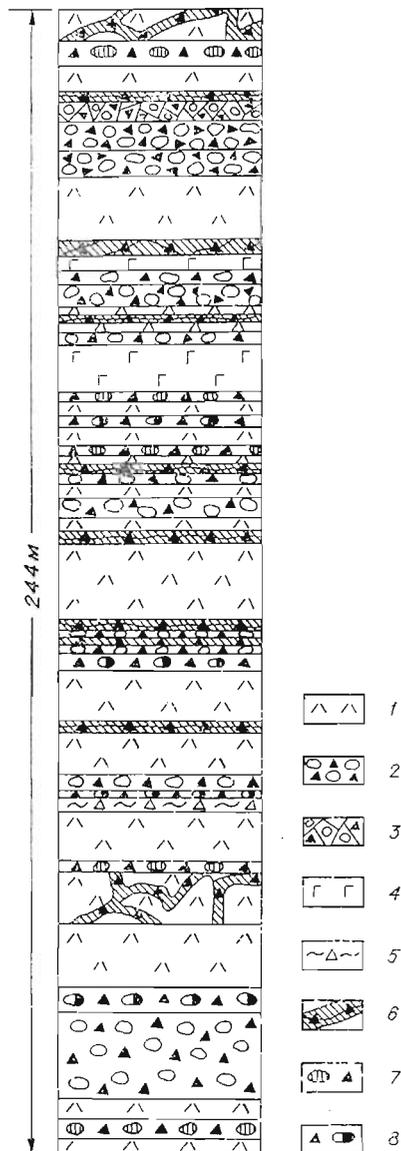
Рис. 4. Геологическая колонка по скважине (восточный фланг первой рудной зоны).

1 — спилиты массивные; 2 — спилиты подушечные (диаметр подушек 20—30 см); 3 — мелкошаровые спилиты (диаметр шаров до 10 см); 4 — диабазы; 5 — лавобрекчии; 6 — петельчатые брекчии спилитов; 7 — обломочно-петельчатая брекчия; 8 — обломочно-подушечная брекчия.

ные с пленками окислов железа (рис. 8). Следует отметить, что мощности ядерной и периферической частей резко изменчивы, ядерная часть может отсутствовать или составлять до 90% объема отдельных обособлений. В ядерной и периферической частях глобуль отмечено большое количество сферолитов и бурых полосок гематита замкнутой формы. Части замкнутые, ленточные, кольцеобразные выделения «слипшихся» сферолитов, параллельно которым развивались буроватые полоски гематита (рис. 9). Количество таких полосок колеблется от одной до семи и более. Полоски гематита, ближайшие к внешней части обломка, как правило, повторяют его контуры. К центру отмечается постепенное сглаживание контуров, при этом они приобретают форму круга или эллипса (рис. 10). При рассмотрении взаимоотношений полосок гематита со сферолитами под микроскопом установлено, что указанные полоски как бы накладываются на сферолиты (см. рис. 10, 11) и являются более поздними образованиями. Сферолиты имеют сферическую форму (0,2—0,3 мм в диаметре) и обычно зональное строение. В центральной части глобуль в сферолитах отмечаются лейсты альбита, от которых прослеживается слабая раскристаллизация стекла, в периферических частях сферолиты замещаются скоплениями (0,04—0,08 мм) карбонатного, карбонатно-гематитового и гематитового состава, которые окаймляются халцедоновой оторочкой (рис. 12). Выделяются же полностью замещенные сферолиты, сложенные халцедоном с гематитовой оторочкой.

Обломочно-подушечные брекчии представлены скоплениями подушек шаровой, эллипсоидальной формы и остроугольных обломков, образовавшихся в результате дробления внешней стекловатой части подушек, которые цементируются петельчатыми брекчиями (рис. 13). Количество петельчатых брекчий колеблется от 5 до 90% от основной массы породы, а размер подушек — от 0,2 до 0,5 м и редко достигает 0,8 м. Обломки размером 1—5 см часто имеют плитообразную, слабо изогнутую форму, что подчеркивает их образование в результате разрушения подушек со скорлуповатой отдельностью.

Обломочные брекчии спилитов содержат остроугольные обломки различной ориентировки, сцементированные петельчатыми разностями. Обломки (размером 1—10 см составляют до 20—50% от основной массы породы) буроватой и зеленовато-серой окраски.





*Рис. 5.* Петельчатая спилитовая брекчия. Фрагментация стекловатых разностей спилитов в результате развития прожилков халцедона, карбонатов. Бурые полосы — окислы железа. Ув. 30 при одном никеле.



*Рис. 6.* Развитие интенсивной трещиноватости в периферических частях глобуль. Ув. 5 при одном никеле.



Рис. 7. Глобуля с концентрическими и радиальными трещинами. Светлые точки — сферолиты, замкнутые светлые полоски — окислы железа. Ув. 10 при одном николе.

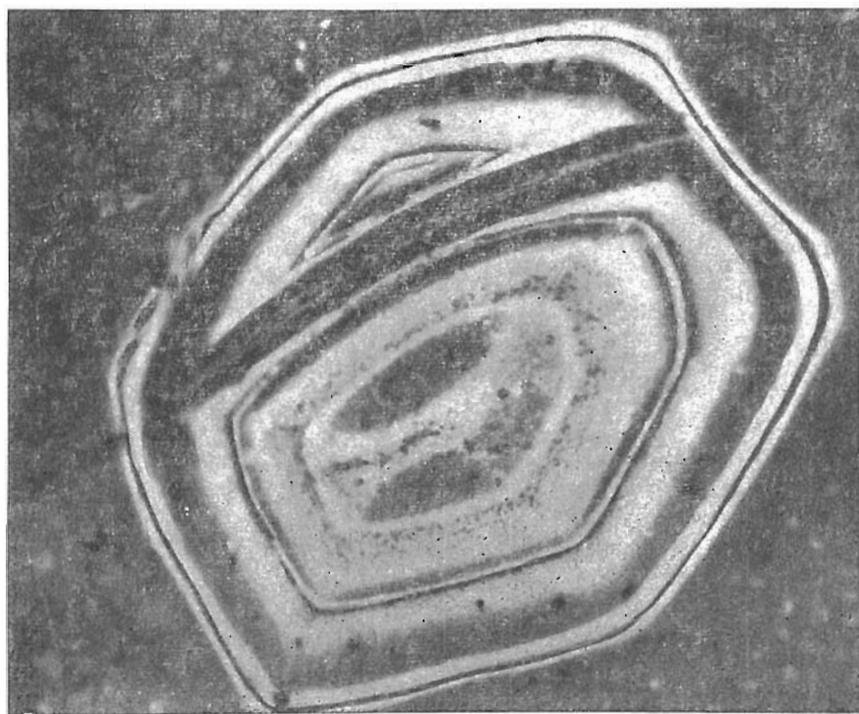


Рис. 8. Образование трещины внутри контура диффузионных пленок (светлое) окислов железа. Ув. 10 при одном николе.

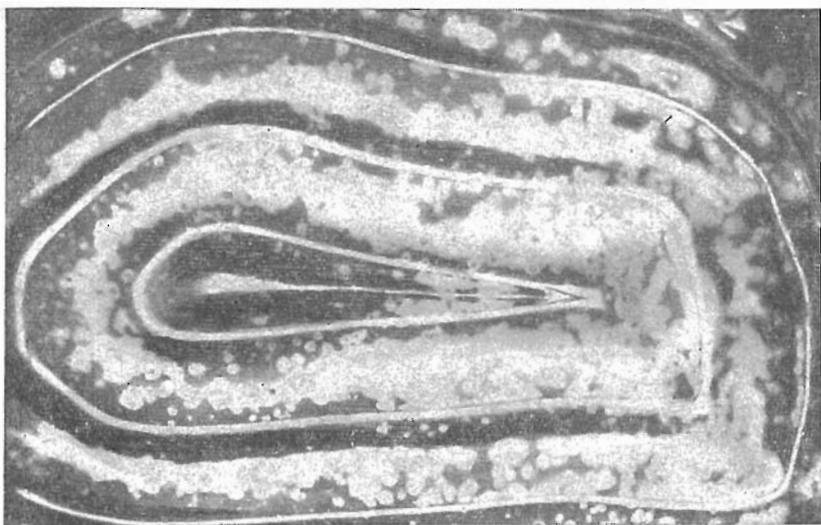


Рис. 9. Ленточные выделения сферолитов и диффузионных полосок окислов железа в глобулах. Ув. 10.

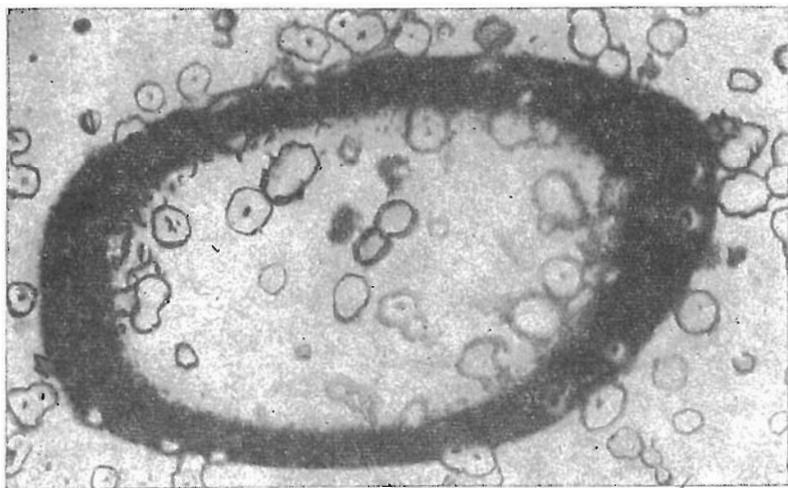
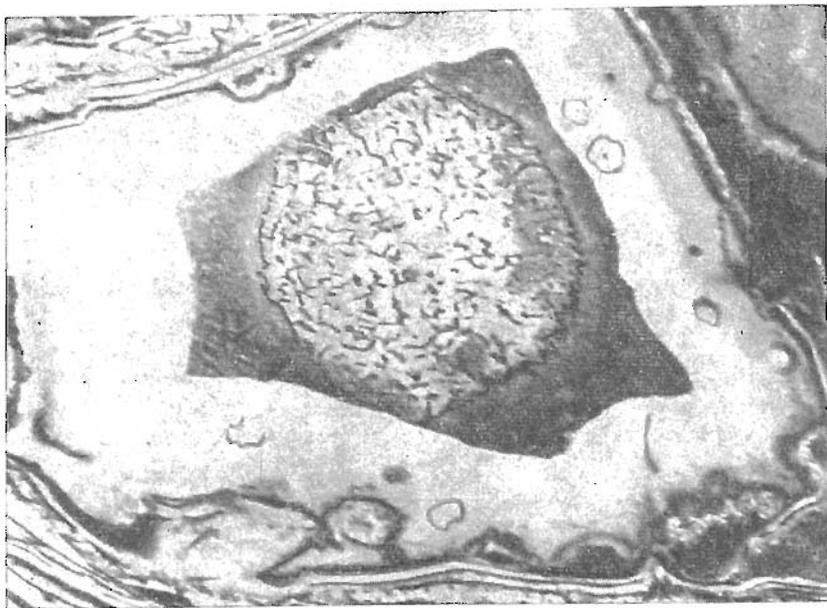


Рис. 10. Эллипсоидная пленка гематита в центральной части обломка нераскристаллизованного стекла. Светлые пятна — сферолиты. Ув. 40 при одном никеле.

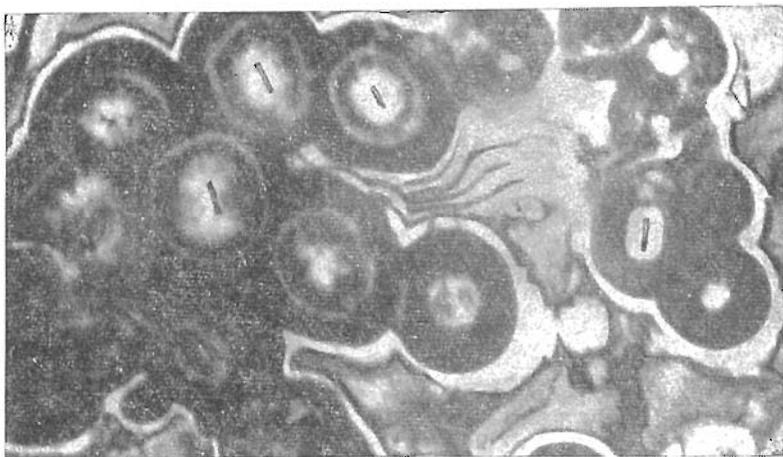
В контакте с обломками часто отмечаются скопления выделившегося из цементирующей лавы кальцита.

Границы их, как правило, четкие, лишь изредка отмечаются мелкие обломки с расплывчатыми очертаниями и постепенными переходами к петельчатым цементирующим брекчиям.

Обломки состоят из тонких лейстовидных фенокристаллов плагиоклаза и основной массы, представленной аморфным, не действующим на поляризованный свет темно-бурым основным вулканическим стеклом.



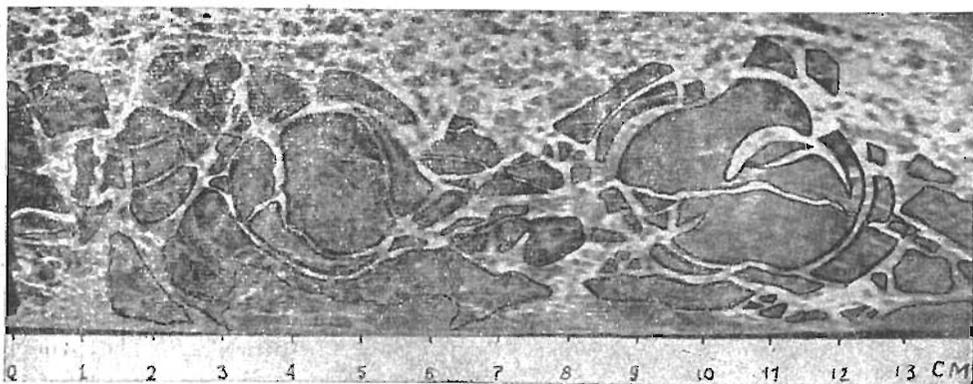
*Рис. 11.* Образование пленки окислов железа (темное) вокруг сферолита.  
Ув. 40 при одном николе.



*Рис. 12.* Сферолиты в нераскристаллизованном стекле. Лейсты альбита и слабо раскристаллизованное стекло (в центре сферолитов) оконтуриваются пленкой гематита (темное) с оторочкой халцедона (светлое). Ув. 40 при одном николе.

#### О ГЕНЕЗИСЕ СПИЛИТОВЫХ БРЕКЧИЙ

Местонахождение спилитовых брекчий в верхней части вулканогенной толщи, широкое развитие среди них стекловатых, сферолитовых разностей и петельчатых текстур указывают на то, что эти своеобразные породы образовались в результате развития трещиноватости в лаве под влиянием быстрого охлаждения. Неравномерные развития в стеклах прохлорита также свидетельствуют об их формировании при очень быстром и сильном охлаждении базальтового расплава [8]. Для выделенных разновидностей спилитовых брекчий характерна частая перемежаемость,



*Рис. 13.* Обломочно-подушечная брекчия спилитов.



*Рис. 14.* Ритмичные выделения диффузионных пленок окислов железа в обломках спилитовых брекчий. Ув. 40 при одном никеле.

переходные разности, при этом определенной закономерности не отмечается (см. рис. 4). Образование петельчатых, обломочно-петельчатых и обломочно-подушечных брекчий тесно связано с условиями и скоростью охлаждения лавовых потоков.

Петельчатые и обломочно-петельчатые брекчий, содержащие значительное количество обогащенных сферолитами мелких глобуль (до 1—2 см), возникли в результате внедрения лавы в остывшие поверхностные части лавовых потоков, лишенных подушечного строения, о чем свидетельствует большое количество обломков бурой окисленной лавы, а также проникновение маломощных жил петельчатых брекчий в массивные спилиты и слабо раскристаллизованные стекловатые разности. Иногда отмечаются реликты флюидальности, выделения вокруг заключенных обломков кальцита, вытянутость отдельных глобуль, а также субпараллельное расположение в них удлинённых сферолитов (независимое от формы глобуль). Перечисленные факты указывают на то, что обособление глобуль началось

после образования сферолитов при движении твердеющей лавы. В прожилковых инъекциях расплава мощностью до 1—5 см глобулы отсутствуют, для них характерна только петельчатая текстура. По зальбандам этих инъекций, а также в контакте с обломочным материалом отмечается более мелкая петельчатость, что, очевидно, связано с более резким переохлаждением расплава в приконтактных частях.

Образование обломочно-подушечных брекчий на месторождении связано с внедрением расплава в лавовый поток подушечного строения. Как видно из приведенных фотографий (см. рис. 5—7, 13), обломочный материал, возникший в результате охлаждения лавы, фактически не перемещался, что исключает образование основной массы брекчий механическим путем. Появление сетки контракционных трещин в остывающей лаве связано в основном с прекращением движения. Исходя из геологического строения вулканогенной толщи, в верхней части которой отмечены спилитовые брекчии, образование последних, по-видимому, было возможно лишь в маломощных лавовых потоках (от 1 до 30 м) и инъекциях лавы, способных к более быстрому охлаждению.

Большое количество (до 40—50% от общего объема) мелких глобул (0,5—1 см) в спилитовых брекчиях указывает на поступление горячего расплава под сильным внутренним давлением, что подтверждается экспериментальными дапными Карлисла [10].

Большой интерес представляют обнаруженные в спилитовых брекчиях бурые полосы — пленки гематита, обусловленные образованием сетки трещин, выполненных халцедоном, карбонатом, эпидотом и другими минералами и создающих петельчатую текстуру породы. Эти пленки встречаются в виде полосок удлинённой, замкнутой и ритмичной формы (рис. 14). Петельчатые текстуры развивались путем деления крупных обломков на более мелкие, при этом бурые гематитовые пленки возникали внутри каждого из образовавшихся более мелких обломков (см. рис. 5, 7). Возникновение гематитовых пленок связано с диффузией ионов железа внутрь блоков, обусловленной развитием метасоматоза (с образованием халцедона, карбонатов) в первичной сетке контракционных трещин, порах и сферолитах. Вышеизложенное подтверждается совпадением конфигурации гематитовых полосок, развитых внутри обломков, с конфигурацией обрамляющих, халцедон-карбонатных прожилков, а также наличием гематитовых пленок по периферии лишь тех сферолитов, на поверхности которых имеется кайма халцедона. Наличие трещин, не выходящих за пределы контура пленок (см. рис. 8), ритмичность отложения (см. рис. 15), а также наблюдаемые вокруг солевых пленок скопления гематита (рис. 16) указывают, что образование сетки прожилков происходило с участием хроматографических процессов и периодическими ритмическими отложениями типа колец Лизеганга.

Вышеописанные явления подтверждаются результатами многочисленных экспериментов, проведенных Г. Л. Поспеловым с сотрудниками [3]. Доказано участие хроматографических процессов при образовании бестрещинных жил, обусловленных диффузией. При формировании жилок выделено пять стадий — от начальной рассеянно-пленочной до образования мономинеральной жилы и усложнения ее структуры. Наблюдаемые в шлифах бурые полосы окислов железа не что иное, как сохранившиеся пленки, не достигшие стадии уплотнения. Установлен рост в породе упругих напряжений, связанных с формированием хроматографического осадка, а также развитие в нем деформаций [3]. Приведенные в настоящей статье факты указывают на то, что образование трещин сжатия, обусловленное охлаждением лавы, сопровождается хроматографическими явлениями, приводящими к дальнейшему ослаблению и дроблению породы.

Для определения условий образования спилитовых брекчий важное значение имеют результаты изучения затвердевания каменного литья [9]. Выявлено, что по мере уменьшения в расплаве  $\text{SiO}_2$  величина усадки



Рис. 15. Образование скоплений гематита вокруг гематитовых пленок.  
Ув. 40 при одном никеле.

расплава увеличивается. Указанный факт объясняет широкое развитие прототектонической трещиноватости при охлаждении лавовых потоков основного состава. Различной усадкой отливок стеклообразного мелко- и крупнокристаллического строения также можно объяснить прототектоническую трещиноватость в лавовых потоках, подушках и глобулях. Стекловатое состояние отливок возникает при охлаждении 100 град/мин и более. Сходные условия быстрого охлаждения лавовых потоков существовали при подводных излияниях лав. Наличие плагиоклазов в центральной части отдельных отливок свидетельствует об относительно небольших переохлаждениях, когда затвердевание расплава происходит в условиях, более близких к равновесным. При более же резком переохлаждении энергетические препятствия для выделения из расплава плагиоклазов возрастают [9]. Этот факт согласуется с появлением лейст плагиоклазов в сферолитах, расположенных в центральных частях глобуль, где существовало наименьшее переохлаждение расплава.

#### ВЗАИМООТНОШЕНИЕ СПИЛИТОВЫХ БРЕКЧИЙ И ОРУДЕНЕНИЯ

На всех четырех рудных зонах месторождения отмечается тесная пространственная связь оруденения со спилитовыми брекчиями. На первой рудной зоне (см. рис. 2, 3) оруденение локализуется в пределах участков развития спилитовых брекчий или в непосредственной близости от них. На второй, третьей и четвертой рудных зонах, характеризующихся меньшими размерами рудных тел (10 × 50 м), оруденение происходит непосредственно в спилитовых брекчиях.

Рудные тела в спилитовых брекчиях составляют основные запасы месторождения. Руды представлены интенсивно хлоритизированными спилитовыми брекчиями с большим количеством кварцево-сульфидных прожилков и проводничков, морфология которых часто подчинена текстурным особенностям вмещающих пород (петельчатая, брекчиевая текстуры).

В основной массе породы отмечается густая вкрапленность пирита, реже халькопирита. Количество сульфидов в рудах составляет 10—50%, менее развиты массивные колчеданные жилы мощностью до 0,5—1 м. В спилитовых брекчиях довольно широко представлены метасоматические образования, обусловленные замещением нарушенных контракционными трещинами периферических частей глобуль, кварцем с вкрапленностью и мелкими гнездами пирит-халькопиритового состава. Вокруг незамещенных реликтовых частей глобуль часто отмечается развитие каймы (до 1 мм) пиритового состава. Для описываемых брекчий характерны метасоматические кварцево-пирит-халькопиритовые обособления (до 10—20 см) неправильной формы. В пределах рудных зон спилитовые брекчии иногда почти нацело замещены хлоритом, что усложняет расшифровку структуры рудовмещающих толщ. Первичная сетка контракционной трещиноватости подновлялась в результате вторичного брекчирования, связанного с тектоническими подвижками в рудный этап минерализации, широкого развития метасоматических кварцево-сульфидных прожилков. Учитывая вышеизложенное, спилитовые брекчии в данном случае следует рассматривать как когидротермальные — по Л. Бринеру [1].

Минерал	Гипогенная минерализация			Гипергенная минерализация
	предрудный этап		рудный этап	
	хлоритовая стадия	пирит-кварцевая стадия	кварцево-сульфидная стадия халькопирит-борнит-пиритовая	
Хлорит	■			
Кварц		■	■	
Пирротин			■	
Мельниковит		■		
Мельниковит-пирит		■		
Пирит		■	■	
Арсенопирит			■	
Сфалерит			■	
Халькопирит			■	
Линнеит				■
Пентландит				■
Борнит				■
Теннантит				■
Галенит				■
Кальцит				■
Гипс гипогенный				■
Сфалерит				■
Рутил		■		
Магнетит			■	
Гематит			■	
Гетит				■
Графит		■		
Халькозин				■
Кобеллин				■

Рис. 16. Схема последовательности эндогенного минералообразования месторождения Тесиктас.

При переходе оруденения из спилитовых брекчий в спилиты резко уменьшается количество вкрапленных сульфидов. Вкрапленность сульфидов тяготеет лишь к призальбандовым участкам прожилков. В спилитах отмечается метасоматическое замещение отдельных подушек пиритом, а также кварцем с пиритом, халькопиритом. Скопления халькопирита тяготеют к центральным частям замещенных подушек. Для рудных тел, локализованных в спилитах, в отличие от рудных тел в спилитовых брекчиях характерны меньшие размеры и более резкое выклинивание.

Наличие в районе Тесиктасского месторождения вулканической структуры липейного типа обусловило формирование руд вулканогенно-осадочного и гидротермального генезиса. Вулканогенно-осадочные колчеданные руды распространены среди углистых сланцев в виде маломощных ритмичных прослоев, в составе которых отмечены пирит, марказит, пирротин, сидерит, редко халькопирит. Из-за довольно низких содержаний меди и небольших запасов описанные руды практического интереса не представляют.

Образование руд гидротермального типа происходило в заключительную стадию формирования вулканической структуры, после внедрения силлов и даек диабазов, на которые накладывается оруденение. Потoki флюидов, поднимаясь из глубины по магмаподводящим вулканическим каналам, на верхних горизонтах локализовались в наиболее проницаемых участках, какими являлись неоднократно подновляющиеся вследствие тектонических подвижек тела спилитовых брекчий. Отмечаются интенсивная прерудная хлоритизация (пенин), пиритизация и окварцевание, связанные с формированием на глубине флюидных потоков, обладающих химической активностью, обусловивших интенсивные метасоматические процессы. Рудный этап минерализации на месторождении проходил в две стадии — кварцево-пирит-халькопиритовую и борнит-халькопиритовую, разделенные во времени неоднократным возобновлением тектонических подвижек (рис. 16).

Пострудный этап эндогенной минерализации на месторождении отделен от рудного некоторым перерывом, небольшими тектоническими подвижками. Минерализация представлена кварцевыми, кварцево-карбонатными и карбонатными прожилками, секущими сульфидные руды.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бришер Л. Брекчиевые и галечные столбчатые тела, связанные с эпигенетическими рудными месторождениями.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. М., «Мир», 1964, с. 649—684.
2. Двойнин В. В. К генезису медного месторождения Тесиктас (Северное Прибалхашье).— В кн.: Материалы Третьей республиканской научно-теоретической конференции молодых геологов Казахской ССР. Алма-Ата, 1973, с. 41—42.
3. Каушанская П. И., Поспелов Г. Л., Ройтман А. Я. Элементы кинетики деформаций, связанных с напряжениями, вызванными ростом кристаллов при бестрепщном жлообразовании.— В кн.: Физическое и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 217—229.
4. Основные принципы и методика составления прогнозно-металлогенетических карт рудных районов в палеовулканических областях. М., «Недра», 1973, 215 с.
5. Поспелов Г. Л., Каушанская П. И. Стадии развития и типы бестрепщного жлообразования.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 9.
6. Поспелов Г. Л., Каушанская П. И. Сорбционные и хроматографические процессы при рудообразовании.— «Колл. ж.», 1963, № 2, с. 42—45.
7. Поспелов Г. Л., Каушанская П. И. Внетрепщное образование рудных жил и штокверков при сорбционном замещении.— В кн.: Проблемы генезиса руд. М., «Недра», 1964, с. 94—108.
8. Хворова И. В. О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов.— «Литоология и пол. ископ.», 1966, № 4, с. 51—61.
9. Хан Б. Х., Быков Н. И. и др. Затвердевание и кристаллизация каменного литья. Киев, «Наукова думка», 1969, 159 с.
10. Carlisle D. Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Jland, British Columbia.— «J. Geol.», 1963, v. 71, № 1.

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>В. Н. Шарапов, С. С. Лапин, А. С. Лапухов, А. Л. Павлов</i> Научные идеи Г. Л. Поспелова, их практическое и теоретическое значение в эндогенной геологии . . . . .	5
Опубликованные научные работы Г. Л. Поспелова . . . . .	37
Научно-популярные и научно-публицистические работы Г. Л. Поспелова . . . . .	41
<b>Экспериментальные и расчетные исследования</b>	
<i>А. И. Дударев.</i> Геолого-физические структуры эндогенных объектов и их количественная петрофизическая запись . . . . .	43
<i>А. И. Дударев, В. И. Сотников, А. И. Васильева, Н. Ф. Вологдин.</i> Крупнопламенный геологический эксперимент при исследовании особенностей процессов эндогенного рудообразования . . . . .	57
<i>В. И. Сотников, А. И. Дударев.</i> Перераспределение компонентов гранита в термоградиентном поле в эксперименте с гранитными монолитами . . . . .	77
<i>А. И. Дударев, В. И. Сотников, П. И. Радченко.</i> Поведение рудных и петрогенных элементов металлоносных «черных» сланцев в термоградиентных полях . . . . .	85
<i>Э. С. Персигов.</i> Экспериментальное исследование вязкости водонасыщенного гранитного расплава при высоких температурах и давлениях . . . . .	92
<i>В. И. Шарапов, А. И. Васильева, Э. С. Персигов, Е. Ф. Доильницын.</i> К вопросу об «устойчивости» включений в базальтовом расплаве . . . . .	123
<b>Вопросы генезиса физического и физико-химического моделирования природных рудных объектов</b>	
<i>А. Л. Павлов, В. И. Молчанов.</i> Изучение физико-химических условий бокситообразования . . . . .	133
<i>В. Н. Шарапов, С. С. Лапин.</i> К вопросу о возможных масштабах ассимиляции скарпов и магнетитовых руд гипабиссальными интрузивами . . . . .	154
<i>А. С. Лапухов.</i> Типы ритмической зональности колчеданно-полиметаллических месторождений . . . . .	181
<i>А. С. Лапухов, Е. Н. Жукова.</i> О химизме рудообразующих растворов и температурных условиях образования некоторых плутогенных колчеданно-полиметаллических месторождений (по данным анализов газово-жидких включений) . . . . .	187
<i>Л. Т. Наумов, Г. Л. Поспелов.</i> Характер гидродинамической системы Паратунского гидротермального поля и ее подобие рудообразующим системам эндогенно-экзогенного типа . . . . .	195
<i>Б. А. Кулаков.</i> Геологическое строение и зональность Талнахского медно-никелевого месторождения (на примере юго-западной рудной залежки) . . . . .	208
<i>В. В. Двойнин.</i> Структурно-морфологические особенности локализации оруденения на медноколчеданном месторождении Тесиктас (Центральный Казахстан) . . . . .	220

ПРОБЛЕМЫ ФИЗИКИ  
ПРОЦЕССОВ МАГМАТИЗМА  
И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Ответственные редакторы Г. Л. Поспелов,  
*Валерий Алексеевич Кузнецов*

Редакторы *Е. И. Красова, Н. Г. Рязанова*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Художник *В. В. Растегеев*  
Технический редактор *Ф. Ф. Орлова*  
Корректоры *А. М. Картавин, Н. В. Клопотная*

---

Сдано в набор 5 июня 1975 г. Подписано к печати 18 марта  
1976 г. МН 02029. Формат 70 × 108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага типографская  
№ 2. 15 печ. л., 21 усл. печ. л., 21 уч.-изд. л. Тираж 1200 экз.  
Заказ № 557. Цена 2 р. 40 к.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новоси-  
бирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск-77,  
Ставиставского, 25.

Геолого-физические структуры эндогенных объектов и их количественная петрофизическая запись. Д у д а р е в А. Н. Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 43-56. ]

Рассматриваются геолого-физические элементы сложных геологических тел. Выделены наиболее типичные — тепловые проводники, аккумуляторы, стоки, источники тепла и др. На основе предлагаемых теплофизических элементов проведено аналитическое и экспериментальное исследование возможности описания теплообменных структур трехслойного геологического разреза, состоящего из слоев с различными тепловыми свойствами. Приводится схема взаимоотношений рассмотренных геолого-физических элементов, структур и реальных геологических объектов.

Табл. 1. Библ. 23.

Крупноплановый геологический эксперимент при исследовании особенностей процессов эндогенного рудообразования. Д у д а р е в А. Н., С о т н и к о в В. И., В а с п л я в а А. И., В о л о г д и н Н. Ф. Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 57-76.

Для того, чтобы создать и исследовать сложную теплодинамическую модель гидротермальной системы с наложением на нее термоградиентного поля, нами проведено длительное нагревание крупного блока пород в условиях естественного залегания с изучением теплофизических параметров и распределения рудных и петрогенных компонентов. Постановка подобного эксперимента дала новые возможности для создания замкнутой геолого-физической системы.

Известно, что моделирование в лабораторных условиях на малых объемах пород не позволяет в одном образце создать многозональную сложную систему с замкнутым циклом активизации, мобилизации, переноса и отложения вещества при интенсивном нагревании. Как правило, в образце возникают весьма «жесткие» условия эксперимента — быстрый прогресс, большие градиенты, быстрое высушивание и высаливание раствора.

В полевых условиях в модельном блоке нагрев достигал 700°C с градиентами 0,5—3,0 град/см. Оказалось, что в общей конвекционной системе отдельные рудные элементы создают свои пиритулационные подсистемы со своими участками активизации и отложения. Так, участки с повышенными концентрациями никеля тяготеют к верхам очагов нагрева. Медь из зоны нагревания отгоняется к поверхности, где образуется выдержанный слой с высокими содержаниями металла. Молибден концентрируется непосредственно над нагревателем и т. д.

Для большинства элементов наблюдается «чашеобразная» структура распределения, согласующаяся с формой теплового поля и отражающая внутреннюю структуру конвекционной системы.

Табл. 4. Ил. 5. Библ. 5.

Перераспределение компонентов гранита в термоградиентном поле в эксперименте с гранитными монолитами. С о т н и к о в В. И., Д у д а р е в А. Н. Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 77—85.

Излагаются результаты продолжающихся экспериментов по изучению активизации и перераспределения компонентов вмещающих пород в температурных полях. Приводится фактический материал по неоднородному нагреванию гранита и поведению петрогенных и рудных элементов при этом. Исследуются особенности его физико-механического и теплофизического преобразования.

Устанавливаются зоны концентрации и выноса компонентов, корреляция поведения компонентов друг с другом при локальном нагревании гранита до 630°C.

Табл. 3. Ил. 2. Библ. 3.

Поведение рудных и петрогенных элементов металлогенных «черных» сланцев в термоградиентных полях. Д у д а р е в А. Н., С о т н и к о в В. И., Р а д ч е н к о П. И. Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 85-92.

Рассматривается вероятность перераспределения рудных элементов и образования ими зон обогащения в определенных участках неоднородного температурного поля. В основу анализа положены материалы полевых и экспериментальных исследований. Показано, что при воздействии на «черные» сланцы локальных тепловых очагов происходит мобилизация рассеянных рудных компонентов, образуются значительные концентрации их. Степень обогащения для отдельных элементов может достигать 700%.

Табл. 6. Ил. 4.

Экспериментальные исследования вязкости водонасыщенного гранитного расплава при высоких температурах и давлениях. П е р с и к о в Э. С. Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 92-123.

Рассмотрены результаты систематического исследования вязкости водонасыщенного гранитного расплава с помощью разработанного автором радиационного вискозиметра высокого давления с падающим шариком. Приведен литературный обзор по вязкости расплавов горных пород и искусственных силикатных систем. Дано описание вискозиметра и методических особенностей наших исследований.

Зависимость вязкости указанной системы от температуры и давления исследована в широком интервале температур (800—1200°C) и давлений воды (до 2000 атм). Приведены значения активации вязкого течения и эмпирическое уравнение зависимости вязкости указанной системы от давления воды. Вязкость водонасыщенного гранитного расплава меняется в широких пределах, уменьшаясь от весьма больших величин: от  $\eta = 2,63 \cdot 10^6$  пз при 300°C и  $P_{H_2O} = 500$  атм до  $\eta = 5 \cdot 10^2$  пз при 1200°C и  $P_{H_2O} = 2000$  атм.

Табл. 9. Ил. 16. Библ. 86.

К вопросу об «устойчивости» включений в базальтовом расплаве. Шапов В. Н., Васильева А. И., Персиков Э. С., Доильницын Е. Ф. Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 123—132.

Информативность ксенолитов в базальтовых расплавах определяется устойчивостью обломков пород к тепловому и химическому воздействию базальтового расплава. Скорости растворения и плавления пород в силикатных расплавах различаются не менее, чем на 1—2 порядка. Из основных и ультраосновных включений наиболее устойчивы в базальтовых расплавах эклогиты. При затвердевании магматических тел характер фиксации взаимодействий расплава и включений определяется гидродинамикой его потока и кинетикой затвердевания. Морфологические черты возникающих фаз на границе расплав — включение существенно зависят от состава и структуры породы.

Ил. 3.

Изучение физико-химических условий бокситообразования. Павлов А. Л., Молчанов В. И. Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 133—153.

На основании термодинамических расчетов и экспериментальных исследований дается физико-химическая характеристика процессов, обуславливающих выщелачивание, транспортировку и отложение некоторых соединений алюминия, железа и кремния при формировании бокситовых залежей. Установлено, что все эти процессы контролируются изменением окислительно-восстановительного потенциала (Eh) и кислотности — щелочности (рН) растворов. Использование средств механохимической активации позволяет моделировать природный процесс бокситообразования в лабораторных условиях.

Табл. 7. Ил. 5. Библ. 36.

К вопросу о возможных масштабах ассимиляции скарпов и магнетитовых руд гипабиссальных интрузивами. Шапов В. Н., Лажин С. С. Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 154—181.

Рассмотрено взаимоотношение магнетитовых руд и изверженных пород на горнопогорных железорудных месторождениях. Показано, что интрузивы не ассимилируют скарпы и магнетитовые руды. Дана теоретическая оценка вероятных масштабов процесса ассимиляции вмещающей среды гипабиссальными интрузивами.

Табл. 2. Ил. 15. Библ. 69.

Типы ритмической зональности колчеданно-полиметаллических месторождений. Лажин С. С. Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 181—187.

Предлагается классификация различных форм проявления макро- и микроритмической зональности оруденения колчеданно-полиметаллических месторождений Салаирского края, Рудного Алтая и Урала. В зависимости от преобладающих форм переноса рудных компонентов выделяются четыре типа ритмической зональности: фильтрационный, диффузионный, обусловленные соответствующей миграцией в пористых вулканогенно-осадочных породах, гидротермально-осадочный, связанный с фракционной коагуляцией коллоидных соединений в объемной фазе водного раствора, и комбинированный, представляющий собой различные сочетания упомянутых типов ритмической зональности. Макро- и микроритмические формы проявления зональности обусловлены не только структурно-литологическими факторами, но и некоторыми особенностями миграции и отложения рудных компонентов из гидротермальных растворов.

Табл. 1. Библ. 14.

О химизме рудообразующих растворов и температурных условиях образования некоторых плутогенных колчеданно-полиметаллических месторождений. Лажин С. С., Жукова Е. Н. Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 187—194.

По данным гомогенизации газовой-жидкой включений в рудных и жильных минералах некоторых плутогенных колчеданно-полиметаллических месторождений (Салаирское, Каменущинское, Зыряновское и другие рудные поля) устанавливаются вертикальные градиенты температур, близкие к линейным, и составляющие 0,1—0,5°C на 1 м. Исходные гидротермальные растворы представляли собой стабильную жидкую фазу, причем признаки, которые бы свидетельствовали о возможном вскипании гидротерм в процессе формирования рудной минерализации, отсутствовали. Растворы, заключенные в газовой-жидкой включениях, характеризуются щелочной рН и преимущественно гидрокарбонатным составом, причем преобладающими катионами являются  $Ca^{++}$ ,  $Mg^{++}$ ,  $K^{++}$ ,  $Na^{+}$  наряду с подчиненными концентрациями  $Cl^{-}$ . В качестве главных газов во включениях обнаружены  $N_2$ ,  $CO_2$ , «кислые газы» и  $O_2$ , подтверждающие близповерхностный характер отложения колчеданно-полиметаллической минерализации.

Табл. 4. Ил. 3. Библ. 16.

Характер гидродинамической системы Паратунского гидротермального поля и ее подобие рудообразующим системам эндогенно-экзогенного типа. Наумов Л. Т., **Поспелов Г. Л.** Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 195-208.

На основании изучения геологического строения района разгрузки гидротерм Паратунского гидротермального поля дается детальная характеристика гидрогеологических условий формирования гидротермальной системы в пределах палеоген-неогеновых вулканогенных толщ. Особое внимание уделено описанию термогидродинамических особенностей гидротермальной системы. Показано, что артезианская водоносная структура является полиблочной со сквозными конвекционными вертикальными термостолбами и плейфом тепловых вод вверху, который ликвидирован региональной системой поверхностного стока, контролируемого также тектоникой.

Ил. 5. Библ. 4.

УДК 553.439+489; 553.261(571.51—14)

Геологическое строение и зональность Талпахского медно-никелевого месторождения (на примере юго-западной рудной залежи). Кулаков Б. А. Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 208-219.

Рассматривается геологическое строение и зональность Талпахского медно-никелевого месторождения. Показано, что интрузия и месторождения, с ней связанные, представляют собой полигенные образования. Подчеркивается, что пространственное размещение геологических тел обусловлено процессом становления интрузива и структурно-тектонической обстановкой района. Описанная полиморфная зональность месторождения — результат деятельности флюидной динамической гидротермальной системы.

Ил. 2. Библ. 18.

УДК 553.4

Структурно-морфологические особенности локализации оруденения на медноколчеданном месторождении Тесиктас (Центральный Казахстан). Двойнин В. В. Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 220—234.

Разбираются основные черты геологического строения месторождения, морфологические особенности и внутреннее строение спилитовых брекчий. Дается оригинальная трактовка генезиса спилитовых брекчий. Особое внимание уделено выявлению взаимоотношения спилитовых брекчий и оруденения.

Ил. 17. Библ. 10.

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовит к выпуску следующие книги:

**Глинистые минералы как показатели условий литогенеза.**  
**Вотах О. А.** Структурные элементы Земли в зонах сочленения платформ и складчатых областей.

**Докембрий континентов.** Северная и Южная Америка.

**Колесник Ю. Н.** Высокотемпературный метасоматоз в ультраосновных массивах.

**Нестеров Н. В.** Гипергенное обогащение золоторудных месторождений Северо-Востока Азии.

**Лапин С. С.** Магнетитовые рудные тела, их строение и магнитные свойства.

**Жаркова Т. М.** Типы пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы.

**Хоментовский В. В.** Венд.

*Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направлять по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».*