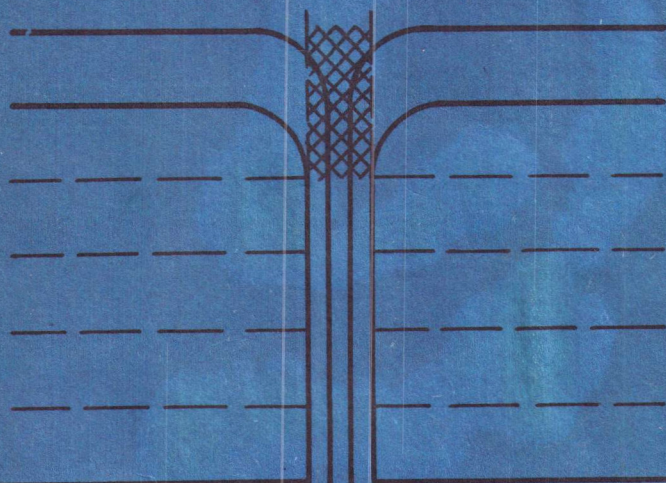


1р. 155/805

30

В. В. ВЕЛИНСКИЙ

КОНЦЕПЦИЯ
ГИДРОТЕРМАЛЬНО-
МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО
ПРОИСХОЖДЕНИЯ
АЛЬПИНОТИПНЫХ
ГИПЕРБАЗИТОВ



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ВЫПУСК 805

В.В. ВЕЛИНСКИЙ

КОНЦЕПЦИЯ
ГИДРОТЕРМАЛЬНО-
МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО
ПРОИСХОЖДЕНИЯ
АЛЬПИНОТИПНЫХ
ГИПЕРБАЗИТОВ

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук *В.Ф. Волков*



НОВОСИБИРСК
"НАУКА"
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1992

УДК 552.321.6(5)

Концепция гидротермально-метасоматического происхождения альпинотипных гипербазитов / В. В. Велинский. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992. – 69 с.

ISBN 5-02-030039-X.

В монографии обсуждается проблема происхождения альпинотипных гипербазитов складчатых областей, анализируются закономерности их геологического положения и особенности вещественного состава пород. Приводятся экспериментальные данные о синтезе серпентинов, рассматривается возможность приложения их к природным объектам с учетом новейшей информации по гидротермальным системам современных океанических структур. Выдвигается гипотеза о гидротермально-метасоматическом генезисе серпентинитов, которые являются исходной матрицей для образования по ним в процессе метаморфизма пород, отвечающих по составу альпинотипным гипербазитам.

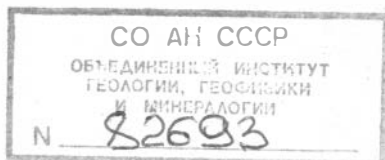
Книга рассчитана на специалистов в области магматической и региональной геологии, тектоники и металлогении.

Табл. 12. Ил. 7. Библиогр.: 122 назв.

Рецензенты

доктора геолого-минералогических наук В. П. Ковалев, В. А. Соловьев

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики
СО РАН



В 1804020300-034 340-92 I полугодие
042(02)-92

ISBN 5-02-030039-X

© Издательство „Наука”, 1992

Предлагаемая монография обращается к одному из наиболее сложных и дискуссионных аспектов современной магматической петрологии, имеющему важное значение для решения ряда кардинальных задач в других областях геологии и в первую очередь в тектонике и металлогении.

Как известно, вопрос о генезисе альпинотипных гипербазитов особенно остро ставится при обсуждении происхождения офиолитовых ассоциаций в концепции тектоники плит, в рамках которой эти образования рассматриваются в качестве одного из членов океанической коры. Успешно конкурирующая с этой точкой зрения гипотеза о реститогенной природе гипербазитов определяет их как астенолиты, вещества которых отражает тугоплавкий остаток верхней мантии, формирующийся в процессе выплавления из ее субстрата легкоплавкой составляющей. В основном эти два подхода и определяют мировоззренческую платформу исследователей в трактовке ими проблемы офиолитов.

В работе В. В. Велинского происхождение альпинотипных гипербазитов рассматривается с принципиально новых позиций, дающих возможность интерпретировать их как продукты гидротермально-метасоматических процессов, протекающих в коре, связанных с начальным магматизмом в развитии складчатых областей. Эта точка зрения на первый взгляд представляется парадоксальной и резко диссонирует с существующими представлениями о генезисе этих необычных для земной коры образований. Однако знакомство с аргументацией в пользу высказанной автором концепции заставляет отнестись к ней с интересом и вниманием, так как с ее позиций многие геологические наблюдения находят свое логическое объяснение.

С краткого анализа этих фактов и начинается в книге изложение материала, которое заканчивается небольшим обзором существующих точек зрения на генезис альпинотипных гипербазитов. Далее приводятся данные известных экспериментальных работ по синтезу серпентинитов, после чего обсуждаются сама гипотеза корового происхождения серпентинитов и приложимость ее положений к объяснению рудно-геохимической специализации пород. В этой части работы особый интерес представляют оригинальные эксперименты, выполненные автором с сотрудниками для условий, близких к природным,

в результате которых был впервые смоделирован процесс образования по смектитам магнезиальных серпентинитов, аналогичных наблюдаемым в массивах альпинотипных гипербазитов.

В итоге был получен материал, экспериментально подтверждающий основу выдвинутой концепции, что в значительной степени укрепляет ее позиции и делает их объективно доказательными и убедительными. Опыты же по дегидратации серпентинитов с получением дунитовых и перидотитовых парагенезисов минералов, проведенные как автором, так и другими исследователями, и подкрепленные известными геологическими наблюдениями, дают основание рассматривать предлагаемую гипотезу как достаточно обоснованную и весьма привлекательную. Последнее связано с тем, что она позволяет снять ряд вопросов в проблеме происхождения альпинотипных гипербазитов, которые либо не объясняются, либо остаются остро дискуссионными, если подходить к ним с позиций других концепций. Это в первую очередь касается механизма подъема тяжелых масс ультраосновного состава из глубин верхней мантии на уровни коры, приуроченности в подавляющем числе случаев массивов гипербазитов к пачкам осадочных пород в составе осадочно-вулканогенных комплексов; пластообразной, линзообразной, бескорневой формы тел; вторичной природы главного компонента пород – оливина и наличия в нем, а также в ортопироксенах примесных содержаний глинозема и других некогерентных для них компонентов.

Наряду с этим не все стороны рассматриваемой проблемы обсуждены с одинаковой полнотой. Среди них следует отметить такие, как объяснение образования крупных массивов гипербазитов, недостаточное раскрытие связей геохимических особенностей гипербазитов с вмещающими их породами, слабое освещение вопросов отношения становления массивов ультрамафитов к структурам складчатых областей. В то же время решение этих задач в свете изложенной автором концепции требует коллективного решения специалистами разного профиля. Пути для такого исследования намечены и ждут своего обобщения на базе более обширного и всестороннего изучения проблемы в новом направлении.

Предлагаемый в монографии путь образования альпинотипных гипербазитов представляет собой альтернативный подход по отношению к существующим гипотезам и позволяет под другим углом зрения подойти к рассмотрению этого важного вопроса. В этом, как мне представляется, главная заслуга работы В. В. Велинского, которая, по-моему, будет с интересом встречена представителями разных областей геологии.

В. В. Волков

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

Вопросы генезиса ультраосновных пород и особенно их группы, относимой к альпинотипным гипербазитам, в петрологии занимают особое место. Это связано с их специфическим составом, представленным минеральными фазами, образование которых большинством современных исследователей традиционно связывается с высокими температурами и давлениями в рамках мантийной парадигмы. Последняя же, строго говоря, не является доказанной, а отражает в первую очередь генетические модельные построения, основанные главным образом на геофизических данных и постулирующие оболочечное строение нашей планеты.

Длительное время и автор был последователем этой концепции, которую развивал с позиций петрологического анализа [Велинский, 1979]. Однако углубленное изучение особенностей состава и структуры главных породообразующих минералов гипербазитов, геологического положения массивов этих пород в литосфере, данные о закономерностях их распространения в современных океанических бассейнах и на континентах совместно с результатами ряда проведенных экспериментов заставили усомниться его в незыблемости представлений об альпинотипных гипербазитах как образованиях интрузивных, формирующихся в обстановке больших глубин на уровнях верхней мантии. Доказательства тому будут изложены ниже, здесь же хочется подчеркнуть, что настоящая работа написана с целью привлечь внимание исследователей к возможному альтернативному решению задачи происхождения этих своеобразных и необычных для земной коры пород.

Выводы, вытекающие из новых предпосылок, далеко выходят за пределы петрологии и позволяют несколько по-иному рассматривать эволюцию складчатых структур литосферы и тенденции развития в них магматизма, а также не традиционными путями оценивать металлогению гипербазитов и направленность поисков в их составе полезных ископаемых. Таков окончательный ожидаемый итог предпринятого исследования.

Проблема происхождения альпинотипных гипербазитов с самого начала их обнаружения является предметом неослабного внимания геологов, вокруг которого, то затихая, то вновь разгораясь, идут непрерывные дискуссии вот уже на протяжении почти двух столетий.

В домикроскоповый период, когда главным аргументом при объяснении генезиса пород служили только полевые наблюдения, широкой популярностью пользовалась осадочная концепция образования серпентинитов. С одной стороны, это было вызвано господством в геологии идей нептунизма, а с другой — многочисленными геологическими наблюдениями в Канаде и Альпах, установившими в разрезе осадочных пород этих областей наличие маломощных пластообразных согласных со слоистостью отложений тел серпентинитов. Последние рассматривались как продукты осаждения из морской воды под воздействием на нее кремнистых и карбонатных растворов, привносимых в бассейны осадконакопления из областей сноса. По мере увеличения объема фактического материала и установления во многих регионах тесной пространственной связи серпентинитов и ассоциирующих с ними дунитов и перидотитов с вулканогенными породами и габброидами с осадочной гипотезой стала конкурировать концепция эффузивного происхождения ультрабазитов. Эта точка зрения отражала становление и упрочение в геологии идей плутонизма и небезуспешно объясняла связь между происхождением ультраосновных пород и вулканической деятельностью.

Во второй половине XIX в. с введением в практику микроскопа в блестящих петрографических работах Ф. Циркеля, Х. Розенбуша, Г. Чермака и др. был установлен факт образования серпентина по оливину. Именно с этих пор (1863–1867 гг.) в петрографии утверждается положение о вторичной природе серпентинизации и появляются представления об изверженном характере дунитов и перидотитов. Изложенные сведения подробно освещены в фундаментальной сводке по серпентинитам В. Н. Лодочникова [1936].

В начале XX в. (1906 г.) Г. Штейнманном было сформулировано понятие об офиолитовом комплексе, учитывающем всю совокупность пород, ассоциирующих с серпентинитами, и определено его место в развитии складчатых структур литосферы. С этих пор гипербазиты большинством исследователей стали связываться с интрузивным магматическим процессом, а серпентиниты рассматриваться как продукты вторичного изменения первичного ультраосновного (дунитового и перидотитового) состава. Это положение остается в силе и до настоящего времени, хотя образование собственно дунитов и перидотитов трактуется с разных позиций. Одними предполагается, что внедрение агрегата такого состава в кору может произойти в виде магматического гомогенного перидотитового расплава или в виде „каши”, состоящей из кристаллов оливина и пироксенов с небольшим количеством межзерновой силикатной жидкости. Другими доказывається положение об образовании дунитов и перидотитов вследствие кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы.

Высказанные соображения основываются на результатах экспериментов Н. Л. Боуэна и О. Ф. Таттла [1950] и долгое время

господствовали среди петрологов, не потеряв некоторых ее последователей и поныне. Однако по мере изучения массивов гипербазитов накапливались геологические факты, противоречащие интерпретации происхождения слагающих их пород в результате кристаллизации магм или кристаллической „каши”. К ним относятся такие, как: а) отсутствие контактовых воздействий гипербазитов на вмещающие их породы; б) отсутствие ксенолитов пород рамы в телах гипербазитов; в) пластинообразная и линзовидная бескорневая формы массивов; г) отсутствие даек и жил гипербазитового (но не пикритового) состава за исключением тех случаев, когда они образовались метасоматическим путем, и ряд других, т. е. всех тех признаков, которые присущи интрузивным образованиям, возникшим вследствие кристаллизации из силикатного расплава. Детально разбор этих гипотез приводится в нашей работе [Велинский, 1979].

В 60-е гг. были опубликованы результаты экспериментальных исследований Д. Х. Грина и А. Э. Рингвуда [Green, Ringwood, 1963; Грин, Рингвуд, 1968], положивших начало новой концепции о генезисе гипербазитов. Согласно ей эти породы представляют собой тугоплавкий остаток (рестит) вещества верхней мантии, сложенной гипотетическим материалом ультраосновного состава (пиролит). Рестит образуется в результате удаления из пиролита легкоплавкой фракции в виде базальтоидов толеитового ряда и до уровня земной коры достигает по глубинным разломам в виде перегретого по отношению к вмещающим частям верхней мантии астенолита. Такой ход процесса обуславливает, по мнению авторов, парагенетическую связь гипербазитов и вулканогенных образований и объясняет специфику состава как тех, так и других.

Несмотря на то что ряд исследователей подверг эту точку зрения обоснованной критике, и в первую очередь из-за не доказанности реальности существования в недрах мантии пород типа пиролита, состоящего из одной части базальта и трех частей лерцолита, реститогенная концепция получила одобрение большинства как отечественных, так и зарубежных петрологов, и в настоящее время происхождение гипербазитов многими трактуется в основном с этих позиций.

Наряду с этими представлениями одновременно развивались взгляды о метасоматической природе гипербазитов, согласно которым породы дунит-перидотитового ряда представляют собой новообразования, развивающиеся либо за счет эффузивов и туфов в основном андезитового состава [Avias, 1949], либо в процессе метасоматической переработки пироксенитов [Успенский, 1952].

В работе Н. М. Успенского эта идея развивалась для конфокальных расслоенных интрузий, в силу чего подробно на этой точке зрения останавливаться не будем. Что же касается гипотезы С. Авиаса, то, детализируя ее, отметим следующее. Высказана она была при исследовании гипербазитов Новой Каледонии и основывалась на наблюдаемых в полевых усло-

виях постепенных переходах от хлоритизированных андезитов и пирокластов того же состава (хлоритосланцы) к серпентинитам, а последних – к перидотитам и дунитам. Здесь заслуживает внимание отмечаемая автором форма контактов серпентинитов с вмещающими породами, которая во многих случаях имеет прихотливый извилистый характер, а, как известно, контакты серпентинитов с породами рамы обычно тектонизированы и в силу этого чаще всего прямолинейны.

В дальнейшем описанные С. Авиасом геологические факты и вытекающие из них следствия в литературе не обсуждались, но в цитируемой статье они связывались с привнесом в контактовую зону магния. К сожалению, эта работа осталась малозамеченной и не привлекла к себе должного внимания исследователей, хотя именно в ней впервые был поставлен вопрос о возможности образования оливинов и пироксенов в результате дегидратации серпентинитов в широком масштабе. Информация о вторичности этих минералов в альпинотипных гипербазитах в настоящее время чрезвычайно многочисленна и уже не является открытием, хотя еще недавно вызывала резко негативное к себе отношение.

Наряду с рассмотренными гипотезами в 60-х гг. после выхода в свет работы Х. Х. Хесса [Hess, 1962] бурное развитие получила дедуктивная концепция новой глобальной тектоники, согласно которой альпинотипные гипербазиты представляют собой реликты гидратированной верхней мантии ультраосновного состава. Эта точка зрения широко обсуждается в современной литературе и многими сейчас разделяется, несмотря на то что Х. Х. Хессом происхождение гипербазитов в указанной работе не рассматривается, а лишь постулируется на основании главным образом геофизических (преимущественно сейсмических) данных и результатах драгирования океанического дна. Последними, как хорошо известно, в пределах срединно-океанических хребтов обнаружены выходы серпентинитов. Судя по статье Х. Х. Хесса, эти породы есть не что иное, как выходы нижнего (третьего) слоя океанической коры, образовавшегося в процессе формирования оболочек литосферы. Развивая эту точку зрения, А. В. Пейве [1969] предложил океанические гипербазиты рассматривать как основание древней океанической коры – ее меланократовое основание, т. е. практически он также склоняется к взглядам Х. Х. Хесса об альпинотипных гипербазитах как материале оболочки верхней мантии.

Некоторый свет на происхождение гипербазитов океанов и континентов в этом отношении проливает работа Р. Г. Колмана [1979], сделавшего попытку в рамках концепции тектоники плит с петрологических позиций подойти к оценке происхождения офиолитов. По автору, к альпинотипным гипербазитам относится только дунит-гарцбургитовая ассоциация пород, которая собственно и отражает состав верхних частей верхней мантии и, возможно, имеет частично кумулятивный характер.

Допускается, что в отдельных случаях ультрабазиты такого состава внедрились в отложения океанической коры в виде астенолита (ссылка на Максвелла и др.).

Не вдаваясь в детальный разбор этих положений, Р. Г. Колман [1979] на основе анализа состава и структуры пород дунит-гарцбургитового ряда приходит к выводу об их метаморфической природе. Он пишет, что „наиболее древние породы офиолитовой серии (дуниты и гарцбургиты. – В. В.) – нижние метаморфические перидотиты обнаруживают признаки перекристаллизации в твердом состоянии при температурах и давлениях, которые достижимы лишь в мантии” (с. 28), и там же далее: „В метаморфических перидотитах отчетливо запечатлелась мантийная перекристаллизация в твердом состоянии, что, возможно, связано с частичным выплавлением из них относительно подвижных компонентов”. Несмотря на декларативность выводов, важным в данном случае является то, что Р. Г. Колманом совершенно правильно подмечено: породы этого комплекса офиолитов имеют бластовые структуры, свидетельствующие о метаморфогенном их происхождении.

Близки к этой точке зрения и взгляды С. В. Москалевой [1962, 1964], которая рассматривает альпинотипные гипербазиты как метасоматически измененные выступы верхней мантии. Сюда же следует отнести и концепцию В. Ф. Морковкиной, интерпретирующей дуниты и перидотиты как продукты дегидратации первичных „субсерпентинитов”. Последние, по ее мнению, слагают базальные части океанической коры, являясь мантийными образованиями [Морковкина, 1971].

Нами альпинотипные гипербазиты рассматривались как гетерогенные породы, состоящие из первичного мантийного материала, вынесенного на уровни коры в виде астенолита и впоследствии в этой обстановке подвергшегося интенсивной серпентинизации. Впоследствии они служили матрицей для образования вторичных дунитов и перидотитов, которые сформировались под воздействием метаморфических преобразований, способствующих протеканию процессов дегидратации серпентинитов [Пинус и др., 1973; Велинский, 1979, 1986]. В дальнейшем мною была пересмотрена эта платформа и высказана гипотеза о коровом происхождении гипербазитов [Велинский, 1987; Велинский и др., 1989а, б]. Ниже подробно остановимся на доказательствах этой точки зрения.

Приведенный небольшой исторический экскурс об эволюции взглядов на происхождение альпинотипных гипербазитов предпринят для того, чтобы показать, с одной стороны, эволюцию взглядов в рамках разбираемой проблемы, а с другой – неоднозначность подхода к фактическому материалу, на основе которого исследователями делаются разные выводы о генезисе рассматриваемых пород. Подчеркнем при этом, что общим мотивом, объединяющим все концепции, кроме последней нашей и отчасти С. Авиаса, является предположение о глубин-

ной природе первичного вещества альпинотипных гипербазитов, которое образуется на уровнях верхней мантии, а затем внедряется разными путями на начальных этапах развития складчатых структур в нижние горизонты литосферы. Изменение взглядов на генезис рассматриваемых пород со временем является закономерным и обусловлено как накоплением геологических и петрологических данных, так и развитием аналитических методов, сделавших возможным глубже заглянуть в особенности вещественного состава и строения минералов и пород. Наряду с этим резко возросли и возможности экспериментальной петрологии, позволяющие с большой степенью подобия моделировать процессы минералообразования.

При обсуждении вопроса генезиса альпинотипных гипербазитов заметную, а в ряде случаев и решающую роль в настоящее время играют сведения в области исследований океанов, получивших в последние годы исключительно широкий размах. В них вместе с данными по драгированию морского дна все больше появляется информации о строении и составе пород дна океанов, базирующейся на результатах подводного бурения и непосредственных наблюдений с обитаемых подводных аппаратов.

Любая концепция, претендующая на жизненность, должна покоиться на ряде твердо обоснованных фактических данных. Для петрологов таковыми являются сумма наблюдений о геологическом положении изучаемых пород, их петрографических, петро- и геохимических особенностях и результаты экспериментальных работ. Исходя из этого, остановимся на той объективной базе, которая и легла в основу выдвинутой гипотезы о коровой природе альпинотипных гипербазитов [Велинский, 1987].

Основные положения, характеризующие особенности геологической позиции и вещественного состава рассматриваемых пород, в обобщенном виде сводятся к следующему.

Геологические особенности.

1. Формирование альпинотипных гипербазитов приурочено к начальным этапам развития складчатых областей, выходы их трассируют зоны глубинных разломов, контакты массивов с вмещающими породами преимущественно тектонические.

2. Становление массивов происходит в морских условиях в обстановке малых и средних глубин [Егоян, Хаин, 1953; Рудич, 1984; Сатиан, 1984; Пинус и др., 1984] и активного вулканизма; в составе вулканогенных комплексов резко преобладают базальтоиды, а среди осадочных отложений – песчано-глинистые образования, содержащие вулканомиктовый материал и повышенные концентрации углерода; обычными в контакте с гипербазитами являются пачки и прослои метасоматических кварцитов, доломитов, доломитизированных известняков и офикальцитов.

3. Массивы гипербазитов представляют собой бескорневые линзо- и пластообразные тела, согласно залегающие с вмещаю-

щими их породами и сами обладающие сложной складчатой внутренней структурой [Гончаренко, 1989].

4. Крупные выходы гипербазитов пространственно сопряжены с прорывающими их интрузивами габброидов, а часто и гранитоидов.

5. Пояса гипербазитовых массивов во многих складчатых структурах континентов пространственно сопряжены с зонами метаморфизма низких температур и высоких давлений лавсонит-глаукофановой фации [Добрещов, 1974].

6. В современных океанических структурах тела гипербазитов фиксируются в пределах рифтовых долин срединно-океанических хребтов и в зонах секущих их трансформных разломов. Эти же структуры – участки проявления активного вулканизма и связанной с ними гидротермальной деятельности [Подводные геологические исследования..., 1985].

Петрографические особенности.

1. В подавляющем большинстве случаев породы массивов альпинотипных гипербазитов представлены различными серпентинитами (лизардитовыми, хризотилowymi, антигоритовыми, чаще всего смешанного состава); в том случае, когда массивы пород прорываются габброидами, наряду с серпентинитами в них широко представлены дуниты, оливиниты, гарцбургиты и реже лерцолиты, а в контакте габброидов и гипербазитов нередко отмечаются верлиты, пироксениты, иногда плагиоклазсодержащие разновидности перидотитов и дунитов.

2. Во всех континентальных складчатых областях мира и в срединно-океанических хребтах минеральный состав пород очень близкий, а главный их пороодообразующий минерал оливин характеризуется удивительным однообразием и представлен преимущественно форстеритом, содержащим от 6 до 10 вес.% фаялитовой молекулы (в среднем 7–9 вес.%).

3. Структура пород очень разнообразная и относится к числу бластовых (от грано- до порфиробластовых), осложненных вторичными процессами (в основном серпентинизацией), что нередко затрудняет их определение; для серпентинитов характерны спутанно-волокнистые и чешуйчатые структуры.

4. В целом наблюдается тенденция уменьшения степени серпентинизации пород и увеличения количества дунитов с удревнением возраста массивов и с увеличением метаморфизма вмещающих их отложений [Велинский, Пинус, 1969; Велинский, 1986].

5. Во вмещающих массивы гипербазитов отложениях часто отмечаются породы и минералы с повышенной магнезиальностью (доломиты, хлориты) и глиноземистостью (лавсонит-глаукофановые сланцы, амфиболиты, дистен-силлиманитовые сланцы) и контрастные им по составу силицилиты и кварциты; в самих массивах нередко фиксируется минерализация с резко выраженным натровым уклоном в составе (альбититы, жадеититы).

6. Тесно ассоциирующие в пространстве с массивами гипербазитов базальтоиды представлены известково-щелочными сериями толеитового ряда с натровой специализацией щелочей и низкими концентрациями титана.

Петрогеохимические особенности.

1. По химическому составу альпинотипные гипербазиты – это высокомагнезиальные резко недосыщенные кремнеземом породы с соотношением $MgO : SiO_2$, близким к 1, и широким колебанием в зависимости от степени серпентинизации содержанием воды (от 1 до 15 вес.%); собственно серпентиниты характеризуются почти равными концентрациями MgO и SiO_2 и содержаниями H_2O около 13 вес.%.

2. Для всех разновидностей пород альпинотипных гипербазитов типичны низкие содержания глинозема, титана, щелочей и высокие – окислов железа (до 10 вес.%).

3. Геохимический спектр пород очень узкий и определяется высокими кларковыми содержаниями Cr , Ni ($n \cdot 10^{-1}\%$), Co ($n \cdot 10^{-2}\%$) и повышенными по сравнению с другими породами литосферы кларками элементов группы платиноидов (10^{-5} – 10^{-6} вес.%); по ряду элементов-примесей альпинотипные гипербазиты сходны с ассоциирующими с ними габброидами, базальтоидами и песчано-глинистыми отложениями; в целом для гипербазитов характерны очень низкие содержания РЗЭ, среди которых резко преобладают элементы цериевой группы.

4. Рудная специализация массивов определяется главным образом приуроченностью к ним хромитовых и хризотил-асбестовых месторождений; во многих случаях пространственно с ними устанавливаются сульфидная медно-никелевая минерализация и оруденение платиноидов, которые фиксируются, как правило, в случаях интрузии гипербазитов основной магмой.

В ряду рассмотренных вопросов важнейшее место занимает природа главного порообразующего минерала дунитов и перидотитов – оливина. Большинство исследователей происхождения его связывается либо с кристаллизацией силикатного расплава, либо с образованием тугоплавкого остатка вещества верхней мантии после удаления из нее легкоплавкой фракции базальтоидного состава. Такая трактовка происхождения минерала основана главным образом на фактах присутствия оливина в эффузивах пикритового и интрузивных породах габбрового состава. Наряду с этим давно установлено, что оливин может образовываться также в результате контактовых воздействий по доломитам или доломитсодержащим известнякам (магнезиальные скарны) и в процессе метаморфизма высоких степеней (гранулиты).

Одним из наиболее примечательных новых фактов в петрологии гипербазитов, установленных в последние два десятилетия, является констатация широкого развития в них вторичных разновидностей оливина, образующегося при дегидратации

серпентина [Юдин, 1959, 1961; Морковкина, 1971; Пинус и др., 1973; Велинский, 1979; Велинский, Банников, 1981; Золоев и др., 1983; и др.]. Процесс осуществляется при воздействии на серпентиниты интрузивов габброидов и гранитов, потоков вулканических газов при выделении тепла в зонах разломов, при метаморфизме и т. д., т. е. всегда, когда серпентиниты испытывают заметные температурные воздействия [Морковкина, 1971; Велинский, 1979; Пинус и др., 1984; Баженовское месторождение..., 1985; Велинский, Банников, 1986; Carpenter, Phyfer, 1975; и мн. др.].

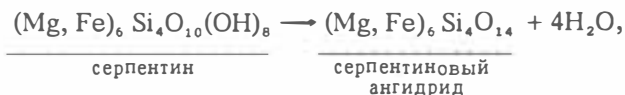
В принципе реакция перехода серпентин-оливин известна очень давно и впервые была осуществлена в 1886 г. французским экспериментатором А. Добрэ. Им при плавлении серпентинита были получены в ходе кристаллизации расплава агрегаты, состоящие из смеси оливина и одного или двух пироксенов (гарцбургитовый или лерцолитовый парагенезис). При добавлении в серпентиниты MgO образовался существенно оливиновый агрегат (дунитовый парагенезис). Эти эксперименты были воспроизведены позднее Г. Кларком и А. Шнейдером в Америке, а затем в России – Ф. Ю. Левинсон-Лессингом [Лодочников, 1936]. Аналогичные результаты в эксперименте получены В. Ф. Морковкиной [1971] и нами [Пинус и др., 1973].

В дальнейшем, учитывая большой накопленный геологический материал о вторичном происхождении оливина в природных условиях, для определения оптимальных условий реализации реакции перехода серпентин – оливин были проведены специальные экспериментальные исследования [Велинский и др., 1983]. В результате удалось установить, что процесс дегидратации серпентинитов происходит в широком диапазоне температур и протекает в течение нескольких суток и даже часов, а динамика реакции определяется степенью открытости системы и окислительно-восстановительным потенциалом среды. При этом в нейтральной среде образуется дунитовый парагенезис, а в щелочной – гарцбургитовый. В целом скорость процесса весьма высока в присутствии щелочей (19–23 ч) и замедлена – в нейтральной среде (142 ч). Образование кристаллов оливина происходит уже при 500 °С, а состав его по железистости колеблется от 0,6 до 8,9 % фаялитового компонента и зависит от *PT*-условий эксперимента и состава матрицы.

Полученные данные позднее были уточнены другими исследователями, показавшими, что дегидратация серпентинитов с образованием оливина происходит при еще более низких температурах и в щелочной обстановке реакция идет при 480–490 °С [Yoshiro, Yoshiro, 1985; Корыткова и др., 1986; и др.]. При термической же обработке вещества углистых хондритов установлено, что разложение серпентина происходит даже при температуре 400–450 °С. Причем состав вновь образованных оливинов зависит от температуры нагрева и при 450 °С кристаллизуются по составу низкожелезистые разновидности (до 12 %

фаялитовой молекулы), а под действием более высоких температур (800–1200 °С) состав оливинов становится более железистым, достигая в максимуме до 28–34 % фаялита [McSween, 1977; Matza, Lipshutz, 1978; Смирнова и др., 1985].

Механизм реакции разложения, по данным М. Бэйла, Х. Тэйлора, Г. Бриндли и других [Brindly, Zussman, 1957; Ball, Taylor, 1963; Brindly, Hayami, 1964; Jolicoeur, Dushesne, 1981], протекает следующим образом:



а бруситовых группировок $(\text{Mg, Fe})(\text{OH})_2 \longrightarrow x\text{MgO} + y\text{FeO} + \text{H}_2\text{O}$. В соответствии с такой направленностью реакции при разложении серпентина (офита) образуется (при $t > 600$ °С) безводная неустойчивая фаза, названная исследователями „серпентиновым ангидридом“, которая стремится перейти в устойчивую форму – оливин по схеме: $(\text{Mg, Fe})_6 \text{Si}_4\text{O}_{14} \longrightarrow 3(\text{Mg, Fe})_2 \text{SiO}_4 + \text{SiO}_2$.

При этом кинетика реакций, по данным указанных авторов, существенно зависит от физических свойств образцов (размер зерен, удельная поверхность), от режима нагрева (статистический или динамический) и от присутствия примесей (главным образом брусита). В частности, показано, что хризотил в силу своих кристаллографических особенностей имеет наиболее высокую среди других разновидностей серпентинов удельную поверхность и в связи с этим раскристаллизовывается в форстеритовую фазу быстрее и в более узком температурном интервале [Naumen, Dresher, 1966]. Начало же кристаллизации оливина по ангидриду определялось около 800 °С.

Исследуя этот вопрос, мы провели термографическое изучение различных по крупности фракций офита в статистическом и динамическом режимах и разных временных интервалах [Велинский, Корнева, Банников, 1991]. В результате получены новые данные, которые сводятся к следующему.

1. Реакция разложения серпентина быстрее протекает в мелких фракциях, начало выделения кристаллизационной воды приходится на 460 °С, с выделением аморфной фазы.

2. Количество новообразованной фазы оливина прямо зависит от продолжительности нагрева и происходит задолго до окончания полной дегидратации серпентина.

3. В интервале температур 460–645 °С наблюдается сосуществование серпентина и оливина. Заметное количество оливина появляется при 550 °С и времени нагрева 32–80 ч, а полная перекристаллизация серпентина в оливин фиксируется при 645 °С, с выдержкой в течение 8 ч.

Приведенные результаты подтвердили довольно низкую

температуру фазового перехода серпентин – оливин, отмеченную в работах С. Иоширо, Э. Н. Корытковой и др., и хорошо согласуются с геологическими данными (см. ниже).

Как уже отмечалось, вторичный генезис оливинов в альпинотипных гипербазитах был установлен первоначально при изучении природных объектов. Основанием для их выделения послужили в первую очередь петрографические наблюдения и детальное исследование вещественного состава минерала. К признакам, указывающим на вторичную природу оливина, относятся такие из них, как развитие оливинизации по серпентину с образованием жил оливинового состава; неправильная, часто очень прихотливая форма зерен с развитием по ним лизардита III генерации; наличия в кристаллах мельчайших твердофазных включений, представленных серпентином, хлоритом, пироксенами, амфиболом, магнетитом и даже каолинитом; резкие колебания в составе минерала содержания NiO; присутствие в примесных количествах глинозема и кальция; наличие в ряде случаев газовой-жидких включений и др. [Велинский, 1979; Велинский и др., 1983; Велинский, Банников, 1986].

Однако наиболее объективным критерием, позволяющим установить вторичную природу оливина, является характер спектра ЭПР, фиксирующего вхождение в структуру минерала иона Fe^{3+} [Велинский и др., 1980, 1981]. Данные получены при изучении пород гипербазитовых массивов Алтае-Саянской складчатой области Урала, Северо-Востока СССР, а позже – ультраосновных пород Маймеча-Котуйской провинции Сибирской платформы [Васильев и др., 1981].

Исследования в этой области показали, что спектры ЭПР оливинов из магматических пород (пикритов) и метасоматических образований (скарны) имеют принципиально разный характер. Для первых в спектрах отсутствуют линии поглощения трехвалентного иона железа, и они представлены в виде слабо-волнистой почти прямой линии. В оливинах из скарнов спектр поглощения имеет вид сложной резко изрезанной кривой, на которой Fe^{3+} , входящий в структуру минерала, фиксируется так называемым *g*-фактором. Оливины в альпинотипных гипербазитах указанных выше регионов описываются именно таким типом спектра. То, что аналогичные спектры ЭПР характерны для разновидностей оливина, образованных в результате дегидратации серпентина, нами было подтверждено экспериментально [Велинский и др., 1983].

На базе отмеченных геологических, петрографических и экспериментальных данных возникла гипотеза о метаморфогенной природе пород альпинотипных гипербазитов, определившая проблему гипербазитов как проблему серпентинитов [Морковкина, 1971; Велинский, 1986]. В. Ф. Морковкина, пришедшая к заключению главным образом на петрографических данных о вторичной природе оливинов и пироксенов в альпино-

типных гипербазитах и объясняющая их образование в результате дегидратации серпентинов, проблему первичных серпентинитов решает из предположения о существовании в верхних частях верхней мантии субстрата, сложенного микродисперсным веществом, названным ею „субсерпентинитом”.

Такая постановка, исходя из особенностей кристаллической решетки серпентинов и термодинамических свойств минералов (рыхлость структуры, наличие в составе большого количества кристаллизационной воды, существенно ионный характер связей катионов и анионов в решетке, чувствительность к тепловому воздействию и др.), является весьма уязвимой. Это связано в первую очередь с тем, что на уровнях верхней мантии температура заведомо выше области устойчивости серпентинов (450–500 °С), в силу чего серпентинитовый материал в этих условиях существовать не может.

Правда, последние эксперименты по устойчивости серпентина и талька в системе $MgO-SiO_2-H_2O$ при высоких давлениях показали, что при $P = 14$ кбар разложение серпентина происходит при 630 °С [Слущкий и др., 1984]. Однако такие условия не могут быть распространены на участки срединно-океанических хребтов, где по современным представлениям происходит образование гипербазитов, так как это области, которые характеризуются очень высокими значениями теплового потока. Одновременно здесь понижены литостатические нагрузки ввиду малой мощности земной коры, а также в силу того, что эти области являются зонами высокой проницаемости и находятся в режиме растяжения. Кроме того, на уровнях верхней мантии в условиях высоких температур, давлений и углеводород-водородном флюидном режиме [Велинский, 1970; Флюидный режим..., 1977; и др.] господствует резко восстановительная обстановка. Содержание же воды в субстрате верхней мантии по самым оптимальным оценкам не превышает 0,1 % [Рингвуд, 1972]. Все это не способствует образованию на уровнях верхней мантии в больших количествах водосодержащих минералов, а в серпентине, как известно, количество воды достигает 13 %.

Таким образом, мантийная модель происхождения серпентинитов находится в противоречии с имеющимися сведениями о физико-химических параметрах верхней мантии и не может быть, на наш взгляд, реализована для геологической интерпретации генезиса гипербазитов.

В настоящее время серпентинизация гипербазитов, как известно, связывается с гидратацией пород дунит-перидотитового состава, что предусматривает внедрение в земную кору изначально существенно оливинового по составу вещества, будь то рэтит, магма или отторженцы верхней мантии. Во всех этих случаях исследователи сталкиваются с неразрешимым препятствием при объяснении механизма подъема такого агрегата из глубин мантии в кору.

Действительно, плотность несерпентинизированных гипербазитов составляет $3,3 - 3,5 \text{ г/см}^3$, а плотность земной коры — только $2,5 - 2,6 \text{ г/см}^3$. С физической точки зрения эта разница в плотностях, равная $0,7 - 0,9 \text{ г/см}^3$, является непреодолимым барьером для всплытия или выдавливания ультраосновного мантийного вещества на уровень коры в поле тяготения Земли [Механизм..., 1972]. Если же исходить из пиролитовой модели верхней мантии, то пироксен-оливиновый тугоплавкий остаток (рестит) может образовываться на глубинах не менее $80 - 100 \text{ км}$ [Рингвуд, 1972], и в этом случае чрезвычайно тяжелый в твердом виде агрегат рестита в поле тяготения должен преодолеть до внедрения в земную кору очень большой путь. Последнее ввиду значительной разницы коры и предполагаемого рестита с физических позиций невозможно из-за отсутствия реальной силы (она должна быть для этих условий огромной), которая могла бы осуществить такой подъем больших масс ультраосновного состава. К тому же на пути в верхние горизонты им предстоит пересечь астеносферные слои с низкими плотностями, находящиеся в пластическом состоянии, а это, в свою очередь, привело бы к тому, что в таком субстрате рестит неизбежно должен был бы тонуть, а отнюдь не всплывать.

С другой стороны, серпентинизация ультраосновных пород, исходя из значений области устойчивости серпентинитов ($450 - 500 \text{ }^\circ\text{C}$), может протекать при среднеземном значении теплототока на уровнях с максимальной глубиной до $15 - 18 \text{ км}$. Однако в зонах глубинных разломов, где всегда фиксируются массивы гипербазитов в современных океанических хребтах, тепловой поток, как известно, превышает среднепланетарный в $3 - 4$ раза и более. В этих условиях глубина реализации процесса серпентинизации должна сократиться до первых километров. Применительно к рифтовым структурам океанов это будет соответствовать уровню базальтового слоя океанической коры. Гипербазитовый субстрат существенно оливинового состава, по которому могли бы развиваться серпентиниты, по причинам, отмеченным выше, здесь ни образоваться, ни внедриться на эти уровни не может. Поэтому напрашивается вопрос, а не являются ли серпентиниты, представляющие собой главную составную часть массивов в срединно-океанических хребтах, продуктами, образующимися не по ультраосновному мантийному веществу, а по агрегату, который формируется непосредственно в обстановке океанической земной коры?

Решение этого необычного, на первый взгляд, вопроса вполне возможно, если обратиться к результатам исследований минеральных преобразований пород дна океанов под воздействием на них морской воды и гидротермальных источников, в первую очередь тех его областей, где в настоящее время фиксируются выходы гипербазитов. Установлено, что в процессе гальмиролиза идет активное изменение вулканических и осадочных отложений с образованием по ним широкого спектра эпигене-

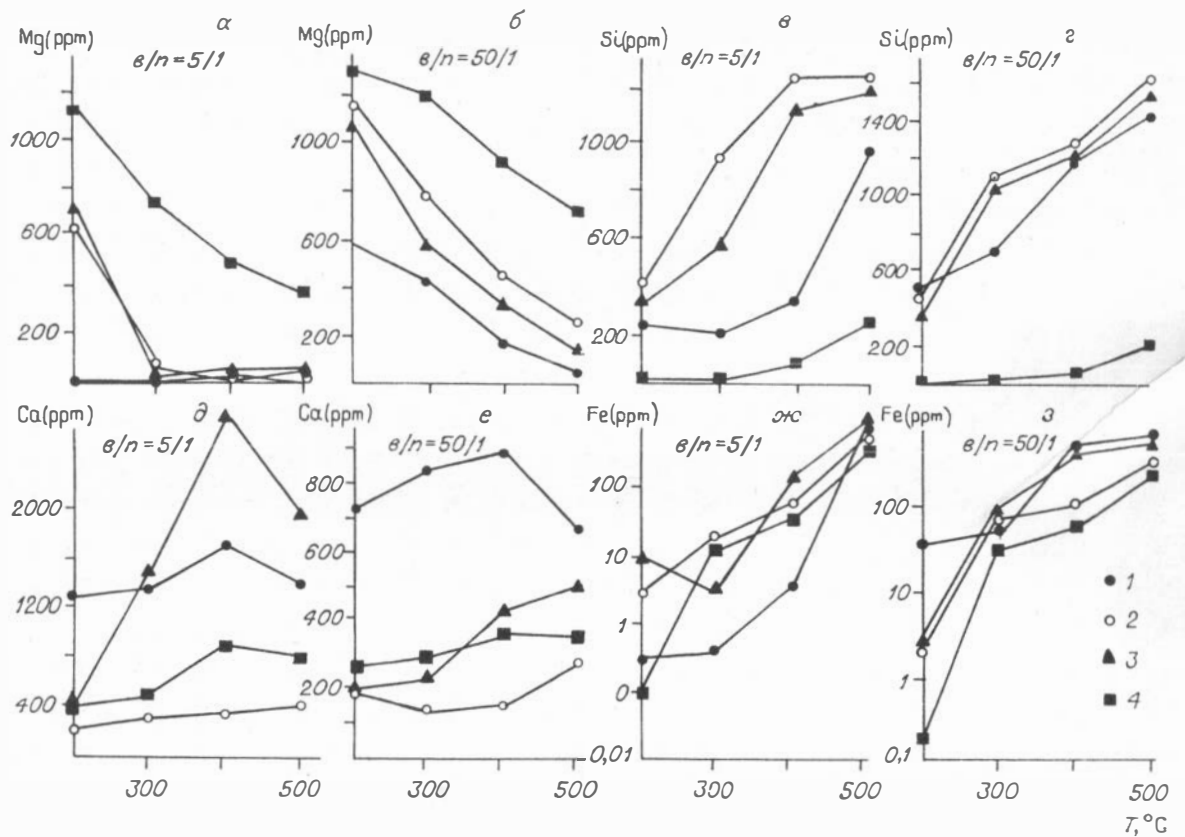
тических минеральных новообразований [Коссовская, Шутов, 1971; Минеральные преобразования..., 1981, 1984; и др.]. При этом в ряду индикаторов стадии эпигенеза главенствующее место занимают глины, широко развитые в зонах срединно-океанических хребтов и представленные преимущественно минералами группы монтмориллонита и реже – каолинита [Ратеев, 1971; Ронов, 1980; Лисицын, 1984; и мн. др.]. Это дало основание в составе вулканогенно-осадочных пород выделить самостоятельную смектитовую фацию эпигенеза [Курносов, 1984], слагаемую ди- и триоктаэдрическими разновидностями глинистых минералов, гидрослюдами, хлоритами, карбонатами и др.

Наиболее интенсивно такие превращения испытывают породы под влиянием подводных гидротермальных источников. Последние тесно и повсеместно связаны с деятельностью вулканов, а образование гидротерм – с морской водой, проникающей в глубь пород океанической коры (от 1,5 до 4 км) с последующим ее нагреванием. При этом наиболее активными областями образования смектитов являются непосредственно зоны разрывных нарушений (зоны рифтов и трансформных разломов), где наилучшим образом обеспечивается такое проникновение в результате образования участков интенсивного дробления пород и создаются наиболее благоприятные условия для их метасоматической переработки циркулирующими гидротермальными растворами [Батурин, 1971, 1986; Безруков, Мурдмаа, 1971; Зеленов, 1967, 1972; Розанов, 1971; Курносов и др., 1984; Подводные геологические исследования..., 1985; Рона, 1986; и др.].

Параметры гидротермальных систем по прямым замерам и расчетным данным оцениваются по давлению от 250 до 1000 ат и температуре 250–500 °С [Bischoff, Dickson, 1975; Seifried, Bischoff, 1979; Рона, 1986; и др.]. При высоких значениях P и T , т. е. при опускании морской воды до 3 км и более, происходит зеленокаменное перерождение пород, что непосредственно наблюдается в зонах срединно-океанических хребтов [Силантьев, 1984; Подводные геологические исследования..., 1985; и др.].

Экспериментальные работы, моделирующие природный гидротермальный процесс и взаимодействие морской воды с вулканическими породами различного состава, показали, что большая часть окислов из них выносятся растворами, а MgO либо выносятся, либо накапливается в матрице. Инертными компонентами являются TiO_2 и P_2O_5 . Частично характер поведения отдельных компонентов пород под воздействием на них горячих растворов морской воды в эксперименте иллюстрирует рис. 1, заимствованный из работы [Hajash, Chandler, 1981]. Хорошо видно, что при высоких температурах (выше 200 °С) такие компоненты, как Ca , Fe , Si , выносятся из породы, Mg становится малоподвижным, а растворы приобретают кислый восстановительный характер. Это подтверждается и прямыми замерами природных подводных гидротермальных систем, показавшими,

Рис. 1. Зависимость содержания компонентов в растворах от температуры [Hajash, Chandler, 1981]. 1 - базальт; 2 - риолит; 3 - андезит; 4 - перидотит. в/п - соотношение вода - порода.



что они имеют температуру 200-400 °С, рН 3-5, но обогащены магнием [Подводные геологические исследования..., 1985; Damm et al., 1985].

Увеличение кислотности растворов, исходя из экспериментальной работы, происходит в результате извлечения из океанической воды ионов Mg^{2+} и OH^- с образованием ионов H^+ , которые и обуславливают изменение рН гидротерм. Следствием этого является увеличение способности их растворять металлы и выщелачивать из пород такие компоненты, как Li, K, Rb, Ca, Ba, а из переходных металлов - Cu, Fe, Mn, Zn, а также анионы кремния [Рона, 1986].

Такой характер взаимодействия морской воды с вулканогенными породами обеспечивает образование по ним смектитов, в которых геохимический спектр элементов резко обеднен по сравнению с материнскими породами. Причем наряду с глинами среди вторичных парагенезисов минералов, развивающихся по лавам, туфам и грауваккам, обычными являются хлориты, актинолит, тальк и серпентин [Курносов, 1984]. Последний встречается совместно с бруситом и образуется по расчетным и экспериментальным данным при высоких соотношениях вода - порода (>100), $T = 300$ °С и $P = 500$ бар [Reed, 1983].

В связи с отмеченным чрезвычайно интересны и показательны данные глубоководного бурения в Гватемальском желобе вблизи его осевой части [Галимов, Шабаева, 1985]. Здесь в скважине, пробуренной с НИС „Гломер Челенджер” на глубину 501 м, от устья до 220 м разрез сложен четвертичными и плиоценовыми темно-зелеными илистыми отложениями, далее до 318 м глинистыми породами миоценового возраста, а затем на глубинах 318-358 м подсечен слой мощностью 20 см, сложенный серпентином. Ниже его разрез слагается оливково-зеленой глинистой породой раннемиоценового возраста, которая сменяется пластом известняков, а далее с 358 м вплоть до забоя отмечается переслаивание базальтов, диабазов, габбро, серпентинизированных гарцбургитов и серпентинитов. Примечательно, что в серпентинитах и вмещающих их отложениях химический и изотопный составы газов оказались идентичными и представлены в основном CH_4 и CO_2 .

Аналогичная картина наблюдалась здесь же и в другой скважине глубиной 401,9 м, в которой среди глинистых осадков серпентиниты и сильно серпентинизированные перидотиты (по авторам) вскрыты на интервале 374-401,9 м. По всей скважине фиксируется обилие газогидратов с резким обеднением у метана ниже 250 м легкого изотопа углерода и увеличением его в составе углекислого газа, что указывает на глубинную природу части CO_2 . Глубинная природа в составе гидротермальных источников таких компонентов, как F, Cl, S, CO, CO_2 и др., подтверждается и результатами работ многих исследователей [Курносов, 1984; Подводные геологические исследования..., 1985; и др.].

Изложенный материал свидетельствует о том, что серпентин может развиваться не только по ультраосновным породам, он является обычным минералом смектитовой фации преобразования вулканогенных пород океанического дна, не говоря уже о широко известном факте развития его по эффузивам пикри-тоидного ряда. С другой стороны, данные по скважинам в Гватемальском желобе указывают на возможность образования мономинеральных серпентиновых масс среди слабо диагенезированных осадков. Поскольку серпентиниты при этом имеют одинаковый состав газовой фазы с вмещающими их осадками, можно предполагать, что они образовались синхронно с этими осадками.

Наконец, наблюдаемые непосредственно условия формирования смектитовой фации в современных океанических обстановках, воссозданные в эксперименте, прямо указывают на главенствующую роль в данном процессе гидротермального механизма. При этом следует особо подчеркнуть, что физико-химические условия его протекания (давление, температура, кислый восстановительный характер растворов, обогащенность их магнием и углекислотой) способствуют образованию серпентина и находятся в рамках границ области его кристаллизации и устойчивости. Прямые находки серпентина и серпентиноподобного минерала в постседиментационных минеральных новообразованиях в рифтовых ущельях срединных океанических хребтов [Безруков, Мурдмаа, 1971; Батулин, 1971; Розанова, 1971; и др.] служат тому убедительным доказательством.

Подтверждают отмеченное также результаты детального исследования осадков из впадины Хесса по керну глубоководного бурения (западная часть Галапагосского рифта, глубина 5400 м) [Schmitz et al., 1986]. Здесь с забоя изучен керн длиной 46 см, представленный слабокарбонатизированными и ожелезненными осадками. В верхней части керна осадки сложены смектитом с примесью кальцита и обломков полевых шпатов, а в нижней – серпентином (клинохризотил 2М). Переходы между смектитом и серпентином постепенные, образование серпентина связывается с осаждением его из гидротермальных растворов.

Прямая связь образования серпентинов с гидротермальной деятельностью отмечается и на ряде рудных месторождений. Так, в Японии на руднике Вака Сен-Нин все разновидности серпентинов (антигорит, клинохризотил, лизардит) развиваются по доломитсодержащим известнякам под воздействием на них восходящих горячих существенно магниевых вод. Серпентиниты в данном случае рассматриваются как ранняя дорудная стадия, за которой произошло образование гидротермальных железных руд [Naoya et al., 1976]. Серпентиниты гидротермального генезиса отмечаются на контакте Талнахской интрузии с магниезиальными карбонатными породами в Норильском районе [Архипова, Наторхин, 1971]. Там же, в бассейне верхнего тече-

ния р. Сухой Валек, отмечается серпентинообразование вплоть до хризотил-асбестовых проявлений по покровам пикритовых базальтов [Додин, 1962].

Широко известны примеры образования серпентинитов по доломитам и доломитсодержащим известнякам в районах Швеции, Норвегии и др. В этой связи нельзя не упомянуть о хорошо известных фактах серпентинизации доломитов и доломитсодержащих известняков в скарновых железорудных месторождениях и месторождениях хризотил-асбеста аспагашского типа. Тут же следует особо подчеркнуть тесную пространственную связь с альпинотипными гипербазитами таких образований, как офикальциты, контактово-метасоматический генезис которых очевиден и хорошо доказан [Сатиан, 1984]. Подобные примеры можно было бы значительно увеличить, однако и приведенных достаточно, чтобы убедиться в том, что серпентиниты гидротермального генезиса в природе не редкость, а распространены довольно широко. При этом они в конечном счете ничем не отличаются от серпентинитов, генетически связанных с ультраосновными породами. Эти факты хорошо известны геологам, однако до сих пор никак не учитываются при обсуждении проблемы генезиса альпинотипных гипербазитов.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют, во-первых, о многообразии процессов серпентинообразования, во-вторых, о тесной связи их во многих случаях с гидротермальной деятельностью и, в-третьих, о том, что для образования серпентинитов не обязательно, чтобы первичной матрицей непременно был ультраосновной агрегат.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РАБОТЫ ПО СИНТЕЗУ СЕРПЕНТИНОВ

Для подтверждения высказанных в предыдущей главе положений обратимся к результатам экспериментальных работ по синтезу серпентинов. Впервые эти исследования были выполнены Д. М. Роем, И. Р. Роем в системе $MgO-SiO_2-H_2O$ [Roy D. M., Roy I. R., 1954]. В результате ими был синтезирован серпентин состава $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$, идентифицированный как хризотил. Опыты проводились в золотых или платиновых тиглях при $T = 300^\circ C$, $P = 700$ ат, время – 408 ч. Позднее В. Нельсон и Р. Рой [Nelson, Roy, 1958] провели изучение синтетических серпентинов, полученных в гидротермальных условиях в системе $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, и природных фаз серпентинов. При этом было показано наличие полиморфных взаимоотношений между 7 \AA триоктаэдрическими фазами и 14 \AA природными хлоритами и установлено, что серпентины относятся к 7 \AA триоктаэдрическим разновидностям слоистых силикатов,

которые по химическому составу взаимопереходами связаны с магнезиально-алюминиевыми хлоритами-амезитами типа $(Mg_4Al_2) \cdot [(Si_2Al_2) O_{10}(OH)_8]$. Этот переход обусловлен в амезитах активным изоморфизмом замещения по схеме $2Al^{3+} \rightarrow Si^{4+} + Mg^{2+}$.

В дальнейшем детальными рентгеновскими методами было установлено, что тесные химические и структурные связи существуют также между глинистыми минералами, с одной стороны, и хлоритами и серпентинами – с другой. Одновременно было доказано, что серпентин имеет структуру, сходную со структурой минералов группы каолинита, а по составу серпентин стал рассматриваться как магнезиальный аналог каолинита [Бриндли, 1965]. Последнее убедительно подтверждается составами этих минералов: серпентина – $Mg_6[Si_4O_{10}(OH)_8]$ и каолинита – $Al_4[Si_4O_{10}(OH)_8]$. Между ними в зависимости от степени замещения Al^{3+} на Mg^{2+} будут образовываться минералы группы магнезиальных хлоритов (септехлоритов) либо магнезиально-алюминиевые серпентины типа $(Mg_3Al) \cdot [(AlSi_3)O_{10}(OH)_8]$ [Koy D. M., Koy I. R., 1954]. Последние легко распознаются, ибо относятся к однослойным 7 Å триоктаэдрическим фазам, а сходные с ними по составу амезиты (септехлориты) являются двуслойными 14 Å образованиями [Бриндли, 1965].

Отмеченные исследования стимулировали изучение процессов серпентинообразования на различных природных объектах, а именно по полевым шпатам, хлоритам, глинистым минералам (каолинит, монтмориллонит) и доломиту или по смесям этих минералов (например, каолинит + доломит) [Франк-Каменецкий и др., 1973, 1983; Шитов и др., 1974, 1976; Соколова, 1975; Котельникова и др., 1976; Рюмин и др., 1977; и др.]. Эксперименты проводились в гидротермальном режиме при $T = 150-650^\circ C$ и $P_{H_2O} = 200-1100$ ат с присадками MgO , $MgCl_2$ и $MgCO_3$ в течение 1–30 сут. Во всех опытах были синтезированы алюминий-содержащие магнезиевые серпентины, а наиболее благоприятными для протекания процесса оказалась магнезиально-карбонатная среда и условия: $250^\circ C < t < 550^\circ C$ и $P_{H_2O} = 1000$ ат. При этих параметрах серпентин образуется по каолиниту уже через 24 ч, причем если при $t = 250^\circ C$ он развивается участками, то при $t = 450^\circ C$ полностью замещает каолинит [Шитов и др., 1974, 1976]. Эти результаты были воспроизведены М. Ф. Соколовой [1975], но при $t = 300^\circ C$, $P_{H_2O} = 200$ ат. Серпентин в данном случае полностью замещал каолинит лишь при выдержке 72 ч.

Большая часть экспериментов проводилась в среде, близкой к нейтральной. Поэтому весьма интересны опыты в присутствии щелочей (KCl), которые показали, что при $t = 450-500^\circ C$, $P_{H_2O} = 1100$ ат (время от 3 ч до 3 сут) алюминий-магнезиевые

серпентины обогащаются содержанием магния, т. е. К-хлористая среда способствует выносу из них алюминия [Котельникова и др., 1976]. Этими же авторами исследовался процесс серпентинообразования в присутствии $MgCO_3$ и KCl по смеси каолинит + доломит. В результате при $t = 400$ °С зафиксировано образование (Al, Mg)-серпентина, количество которого в опытах растет с ростом температуры, и при $t = 500$ °С он преобладает. При увеличении в составе смеси доломита в исходных продуктах наряду с серпентином появляется брусит (при $t = 400$ °С), а при дальнейшем нагреве до $t = 600$ °С образуются оливин и шпинель.

Детальное обсуждение всех отмеченных экспериментов приведено в обстоятельной работе В. А. Франк-Каменецкого с соавторами [1983], которыми на базе полученных результатов сделаны следующие выводы.

1. Серпентины легко образуются по глинистым минералам с сохранением структурного мотива и политипных особенностей исходной матрицы. Степень преемственности политипии наиболее ярко выражена между серпентинами и группой каолиновых минералов.

2. Формирование серпентинов происходит в результате трансформационных преобразований слоистых силикатов твердофазным путем, процесс носит метасоматический характер. Структурные преобразования происходят стадийно в три этапа: начальные изменения, синтез промежуточных фаз и синтез конечных фаз.

3. Важнейшей чертой начальных изменений во всех случаях является образование монтмориллонита, который переходит с повышением температуры из ди- в триоктаэдрические разновидности. В Mg-карбонатной среде при повышении концентраций магния отчетливо проявляется низкотемпературный этап образования по нему алюминийсодержащих магниевых серпентинов. Последние представляют собой метастабильную фазу, которая с повышением температуры служит основой для формирования по ней хлоритов, а затем и ряда неслоистых фаз (оливина и шпинели).

Для полного понимания существа рассматриваемой проблемы важны также результаты по синтезу серпентинов непосредственно из гидротермальных растворов [Нестерчук и др., 1966; Вяхирев и др., 1976].

Так, Н. И. Нестерчук с соавторами [1966] проанализировали образование серпентинов из смесей окиси магния, алюминия и кремнезема. Эксперименты проводились в широком диапазоне температур и давлений, которые изменялись от комнатных условий до $T = 400$ °С и $P = 2000$ ат. Весьма любопытным в этих опытах является то обстоятельство, что серпентин при комнатной температуре начинает образовываться сразу же после сливания растворов, но в основном в виде рентгеноаморфной фазы. Через 1,5 года выдержки осадка линии серпентина в

нем на рентгенограммах выделяются очень четко, что свидетельствует о формировании окристаллизованных частиц минерала. Гидротермальная же обработка осадка и маточного раствора приводит к быстрому образованию кристаллически оформленных серпентиновых частиц. Нагрев проводился до 375 °С в нейтральной среде (рН = 7–9). Верхняя граница получения чистого серпентина по давлению составила 900 ат при температуре 350 °С, время экспозиции 24–48 ч. В результате был получен волокнистый хризотил, по составу отвечающий хризотилу из Баженовского месторождения. При этом было показано, что давление в пределах 300–1400 ат на скорость реакции образования серпентина не оказывает практически никакого влияния. Одновременно установлено, что в этих же условиях, но в щелочной среде, в присутствии ионов натрия, совместно с серпентином из раствора кристаллизуются и Na-Mg-амфиболы.

Н. П. Вяхирев с соавторами [1976] проводили подобные же эксперименты также при температуре 350 °С, но при $P = 200$ ат, время экспозиции 15 сут из смесей кремнезема, хлоридов и гидроокисей магния и алюминия. Задачей их было получение серпентинов и выяснение влияния стехиометрии на фазовый состав и раскристаллизованность продуктов гидротермального синтеза. В ходе опытов в нейтральной среде получены серпентины и гидротальк: первые при отношении Si:Mg = 1:1, вторые – при отношении 2:1. При этом в присутствии аморфного кремнезема кристаллизовался хризотил, а в присутствии кварца – высокоустойчивая разновидность серпентина (девейлит). При наличии в системе Al одновременно с серпентинами синтезировался и каолинит. В целом в результате экспериментов было установлено, что слоистые Mg-гидросиликаты в гидротермальной обстановке образуются в широком диапазоне по рН (от 1 до 10), но наиболее благоприятной для образования серпентинов является нейтральная или близкая к ней среда.

Таким образом, из обзора экспериментальных исследований можно констатировать, что серпентины легко образуются как в процессе метасоматических явлений по глинам, так и непосредственно из растворов в гидротермальных условиях при определенных концентрациях в них магния и кремнезема.

Во всех описанных выше экспериментах в качестве растворителя использовалась дистиллированная вода. Для максимального приближения модели к природным обстановкам нами [Велинский и др., 1989а,б] проведен ряд опытов по синтезу серпентинов с участием морской воды и при PT -параметрах, которые близки для подводных гидротермальных систем в пределах срединно-океанических хребтов [Подводные геологические исследования..., 1985]. Морская вода составлена по рецепту Кестера и др. [Попов и др., 1979] и содержит следующие компоненты, г/кг: NaCl – 23,926; Na₂SO₄ – 4,008; KCl – 0,677; NaHCO₃ – 0,196; KBr – 0,098; H₃BO₃ – 0,026; NaF – 0,003; MgCl₂ – 5,072; CaCl₂ – 1,14; SrCl₂ – 0,014; рН = 7,5–8,5. Эксперименты

Химический состав монтмориллонитов (бентонит), использованных в эксперименте, мас. %

Месторождение	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	И.п.п.	H ₂ O*	Сумма
Махарадзевское														
Неотмученный	57,7	0,82	15,1	4,90	0,36	0,30	2,80	3,70	2,12	0,64	0,23	6,00	5,29	99,96
Отмученный	59,8	0,80	14,4	Не огр.	5,70	0,10	2,90	3,25	2,14	0,57	0,16	1:е огр.		--
Веринское	51,6	0,21	15,7	2,40	Не обн.	0,02	3,20	6,28	0,16	0,08	0,08	8,84	10,35	98,92

Примечание. Cr₂O₃, NiO не определялись.

проводились в автоклавах из сплава марки ЭИ-437Б с рабочим объемом 14 мл, шихта помещалась в платиновые ампулы объемом 1,6 и 2,3 мл, которые закрывались платиновыми крышками. Термообработка осуществлялась в цилиндрических печах с боковым нагревом. Время выхода в режим составило 40 мин, охлаждение - 5 мин. Температура в печи регулировалась прецизионным изодромным терморегулятором ПИТ-3Б с точностью $\pm 5^\circ\text{C}$, контроль осуществлялся хромель-алюминиевой термопарой, закрепленной в стальном стакане печи. Давление пара воды рассчитывалось по таблице [Вукалович, 1958], ошибка расчета $P_{\text{H}_2\text{O}}$ контролировалась точностью

определения свободного объема автоклава ($\pm 0,2$ мл) и составляла не более 1 %. В качестве шихты использовались монтмориллонит и каолинит - главные компоненты смектитовой фации разломов рифтовых долин срединно-океанических хребтов [Безруков, Мурдмаа, 1971; Батурин, 1971; Розанова, 1971; Курносов, 1984; Подводные геологические исследования..., 1985; и др.]. Кроме того, выбор этого материала для экспериментов определен структурной близостью глин и серпентинов и особенностью их физико-химических свойств, в частности таких, как гидрофильность и высокая ионообменная способность, определяющие сильные каталитические свойства глинистых минералов [Куковский, 1966]. Во всех случаях в шихту добавлялись Cr₂O₃, Co₂O₃, карбонатная среда создавалась с помощью добавок щавелевой кислоты (H₂C₂O₄).

Поскольку результаты проведенных экспериментов имеют принципиально важное значение для понимания рассматриваемой проблемы, остановимся на них более под-

робно. Описание опытов начнем с тех, в которых в качестве шихты использовался монтмориллонит, слагающий в глинистых продуктах изменения пород океана основную их часть.

Монтмориллонит + морская вода. В экспериментах использовался монтмориллонит (бентонит) из Махарадзевского и Вернинского месторождений (Украина). Химический состав материала приведен в табл. 1, условия опытов - в табл. 2. Соотношения твердого вещества и воды колебались от 1:7 до 1:46. Продукты синтеза анализировались рентгенографическим методом на дифрактометре ДРОИ-3 с графитовым монохроматором, излучение $\text{CuK}\alpha$ [Велинский и др., 1989а].

В исходной глинистой матрице установлены следующие минеральные примеси: кварц, кальцит, плагиоклаз, а в бентоните Махарадзевского месторождения, кроме того, в небольших количествах слюда мусковитового типа и гипс. Используемые в эксперименте монтмориллониты относятся к слоистым силикатам диоктаэдрического ряда ($d_{060} = 1,495$ и $1,500 \text{ \AA}$), но отличаются между собой степенью структурной упорядоченности. При этом вернинский монтмориллонит ($d_{060} = 1,495 \text{ \AA}$) характеризуется высокой структурной упорядоченностью, что фиксируется на рентгенограммах присутствием целочисленной серии базальных отражений от $d_{001} = 14,62 \text{ \AA}$ (в межслоевом промежутке двухвалентные катионы представлены Ca, Mg и т. д.). Упорядоченность махарадзевского монтмориллонита существенно ниже, для него целочисленной серии отражений не наблюдается, величина $d_{001} = 12 \text{ \AA}$, свидетельствующая об ином катионном составе межслоевого промежутка (как правило, это одновалентные катионы Na, K и др.).

Часть экспериментов проводилась с отмученным махарадзевским монтмориллонитом, в котором содержание примесей несколько ниже, чем в исходном образце. Фазовый состав продуктов синтеза приведен в табл. 2.

Как видно из табл. 2, образование серпентина при заданных температурах регулируется составом среды и временем термального воздействия на матрицу. В частности, установлено, что при воздействии на монтмориллонит в гидротермальных условиях чистой морской воды глинистый материал претерпевает интенсивные изменения, сопровождающиеся образованием по нему хлорита и переходом монтмориллонита из ди- в триоктаэдрические разности (рис. 2, а, б). Это превращение идет независимо от степени упорядоченности исходного глинистого материала и как для вернинского, так и для махарадзевского монтмориллонита протекает идентично. С увеличением времени термообработки при тех же PT -параметрах процесса количество триоктаэдрических разностей увеличивается и они, по-видимому, служат основой для синтеза серпентина, как это было установлено и в экспериментах В. А. Франк-Каменецкого с соавторами [1983].

С другой стороны, образование серпентина зависит от характера соединения магния в растворах. В частности, процесс

Условия экспериментов и продукты синтеза

Образец	T, °C	Время, ч	Соотношение твёрдого ве- щества и мор- ской воды	Содержание ми- нерализаторов от массы монт- мориллонита, %	Цитрелловая кислота (H ₂ C ₂ O ₄), г/л	Продукты синтеза (главные фазы) по данным рентгенографического анализа
Э-1, 2, 4, 6, 7, 8, 12, 17	400-450	91-1728	1:10-1:46	—	—	Хлорит, ди- и триоктаэдрические фазы монтмориллонита в соотношениях от 1:3 до 1:5, NaCl при больших выдержках плагиоклаз, фаза X
Э-5, 9, 13, 16, 18, 19	400	47-163	1:7-1:21	MgCl ₂ ·6H ₂ O 50-450	0-6	Хлорит, ди- и триоктаэдрические фазы монтмориллонита в соотношениях от 1:3 до 1:5, NaCl при больших выдержках (163 ч) появляется серпентин
Э-11, 21, 25, 27, 29	400	24-160	1:20-1:25	MgO 50-90	4,5-6,5	Серпентин, фаза X
Э-3	450	47	1:11	MgCO ₃ -150	—	Триоктаэдрический монтмориллонит, серпентин, брусит, магнезит, NaCl
Э-15	400	160	1:20	MgO-90 C-6,6	—	Серпентин, брусит, монтмориллонит, фаза X, NaCl
Э-23	400	65	1:24 вода дистилляторов	MgO-56 FeCl ₃ ·6H ₂ O	6,5	Серпентин, фаза X, NaCl
Э-27	800	11	1:24	MgO-56	6,5	Форстерит, шпинель, магнезит

Примечание. В экспериментах с минерализаторами добавлялись к исходному веществу Cr₂O₃ - 3,5 %, Cs₂O₃ - 0,35 %, P - 500 атм.

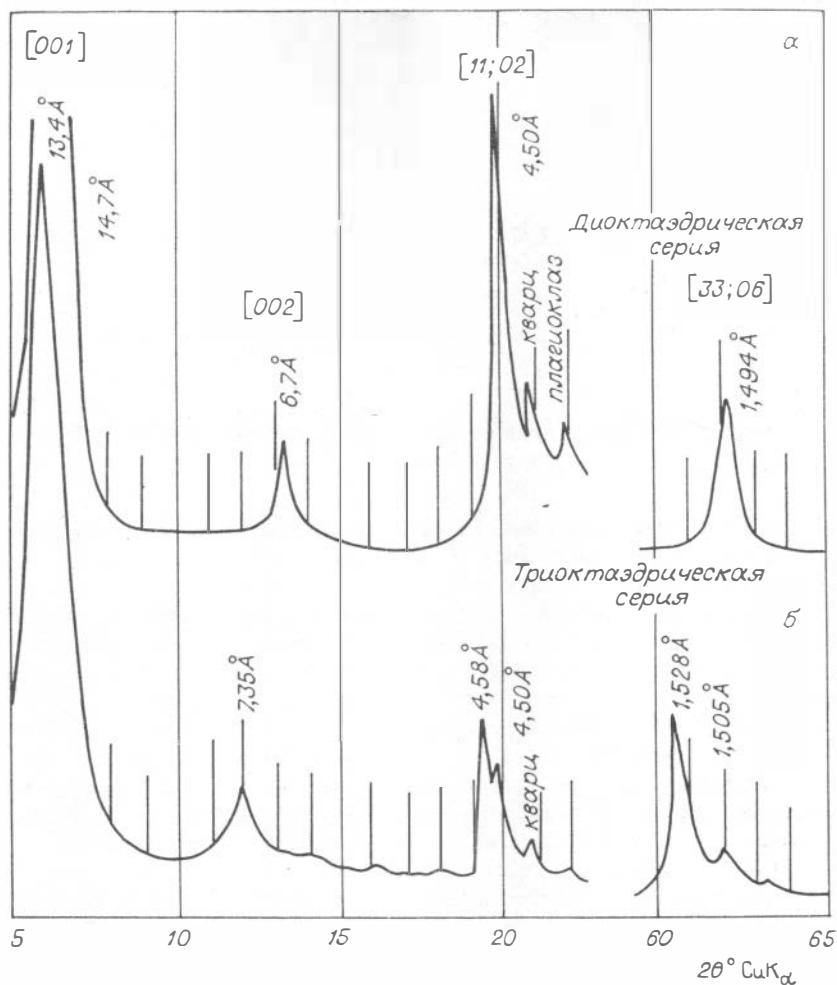


Рис. 2. Фрагменты дифрактограмм исходного монтмориллонита (а) и продуктов синтеза (б).

серпентинообразования идет медленнее в случае, если магний представлен в хлоридной форме и значительно активизируется при добавках MgCO_3 (Э-3) и MgO в карбонатной среде (присутствие щавелевой кислоты). В этом случае серпентин по монтмориллониту образуется уже через сутки. Карбонатная среда способствует этому процессу и при MgCl_2 , но в таких экспериментах выход серпентина определяется временным фактором (Э-13, 163 ч). В то же время с FeCl_3 , но в присутствии MgO и щавелевой кислоты процесс ускоряется и серпентин полностью замещает монтмориллонит уже через 65 ч даже в дистиллированной воде (Э-23).

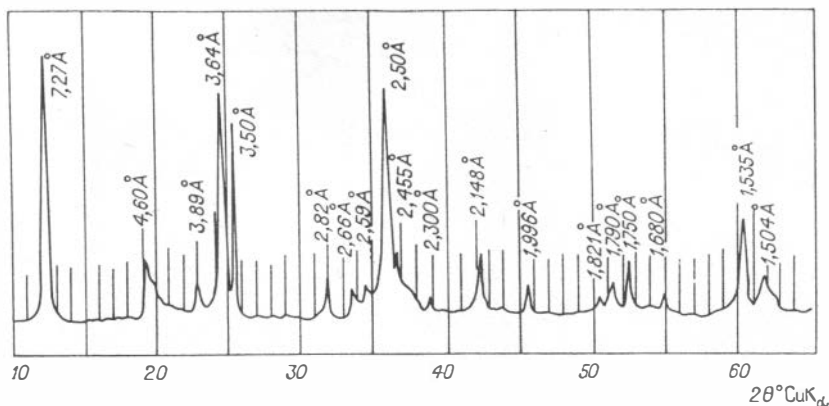


Рис. 3. Дифрактограмма продуктов синтеза в эксперименте монтмориллонит – морская вода (обр. Э-11).

Наиболее благоприятными для образования по монтмориллонитам серпентина являются условия магниевого метасоматоза, протекающего в карбонатной обстановке при $t = 400\text{ }^\circ\text{C}$ и $P = 500\text{ ат}$ (см. табл. 2). Учитывая, что в экспериментах только с морской водой идет интенсивное превращение монтмориллонита в триоктаэдрическую фазу, можно предполагать, что серпентин будет развиваться и в этих условиях, но для этого необходимо длительное время.

Анализ дифракционных картин продуктов синтеза показал, что новообразованные фазы представлены главным образом смесью хризотила и лизардита. Однако количество лизардита в конечных продуктах значительно выше, нежели хризотила (рис. 3). Это наглядно демонстрируется приводимыми фотографиями, полученными на электронных микроскопах „Тесла БС-500” (ЧСФР) и „ЕМ-100С” (Япония) методом суспензий в сочетании с микродифракцией и энергодисперсионным анализом (рис. 4) (лаборатория электронной микроскопии, ИГЕМ, Москва).

Синтезированный серпентин представлен трубчатыми частицами, конусообразными трубками и изометричными пластинками (см. рис. 4,а). Трубчатые микрокристаллы отвечают хризотилу, пластинчатые – лизардиту. Энергодисперсионным анализом установлено, что состав первых представлен магнием и кремнием приблизительно в равных количествах, а вторых – магнием, кремнием и алюминием (см. рис. 4,б,в). Количество алюминия меняется от частицы к частице, в то время как содержание магния остается (качественно) неизменным. Это, по-видимому, связано с замещением алюминием части кремния в кремнекислородных сетках.

Принадлежность синтезированных серпентинов к хризотилу и лизардиту отчетливо подтверждается дифракционной картиной для отдельных частиц. Так, трубчатые микрокристаллы

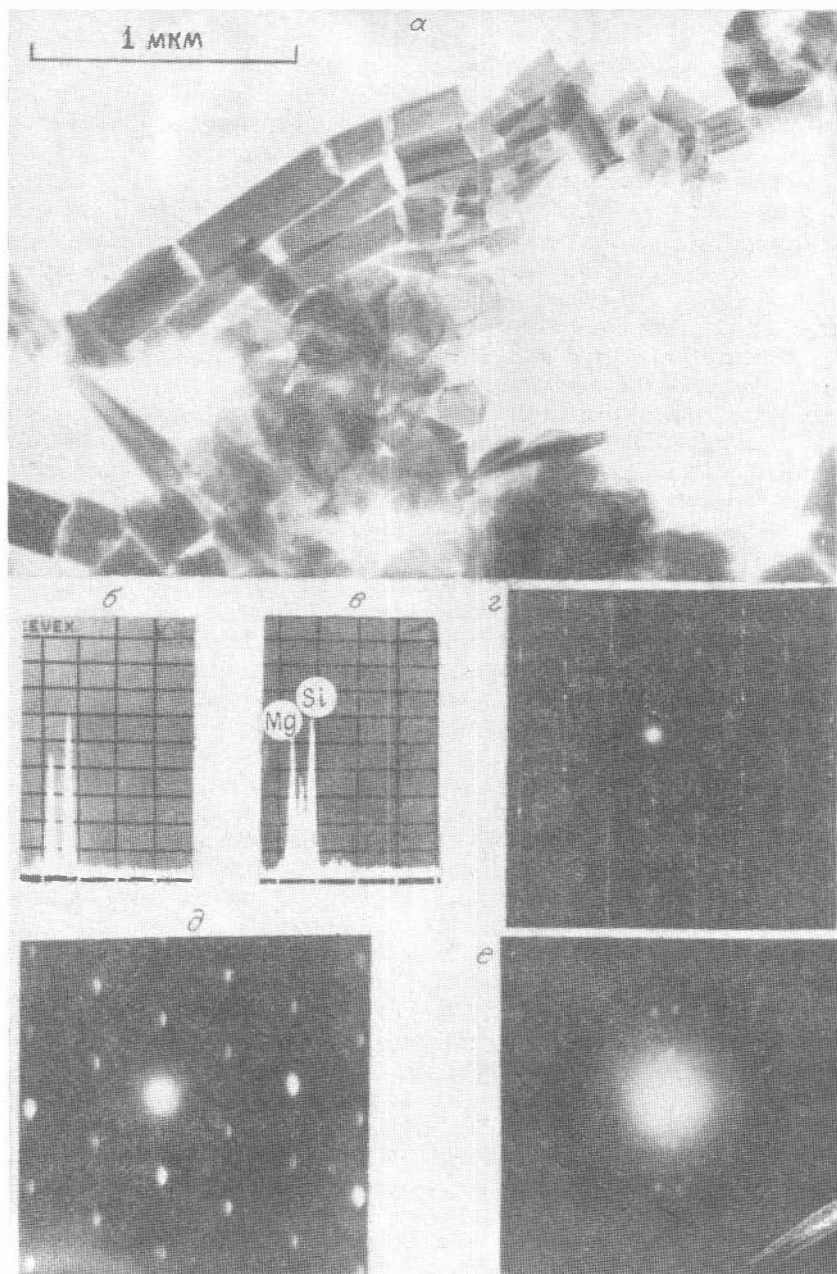


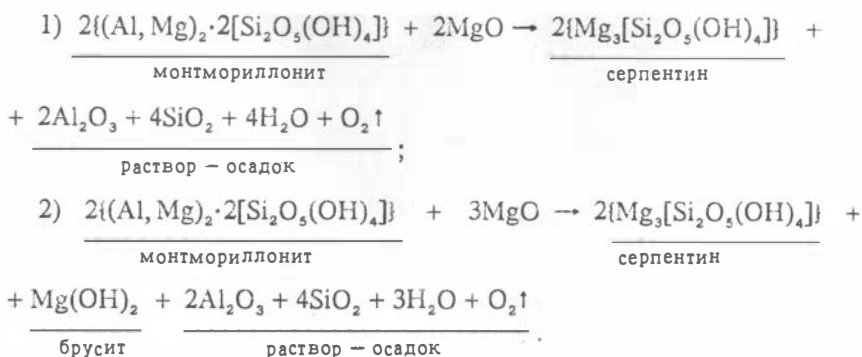
рис. 1. Электронно-микроскопическое изображение синтетического серпентина (обр. 3-11) (а); энергодисперсионные спектры рентгеновского характеристического излучения, полученные от микрокристаллов клинохризотила (б) и лизардита (в); электронограммы от частей 14 \AA - клинохризотила (г), конусообразных грубок хризотила (д), пластин лизардита (е).

диагностируются как двуслойный клинохризотил с параметрами $a_0 = 5,32 \text{ \AA}$, $b_0 = 9,2 \text{ \AA}$, $c_0 = 14 \text{ \AA}$ (см. рис. 4, з) и реже как однослойный клинохризотил: $a_0 = 5,32 \text{ \AA}$, $b_0 = 9,2 \text{ \AA}$, $c_0 = 7 \text{ \AA}$. Конусообразные трубки дают электронограммы (см. рис. 4, д), характерные для конусообразных микрокристаллитов, образованных 7Å-слоями [Чекин и др., 1976]. Электронограммы с изометричных пластинок (см. рис. 4, е) содержат гексагональную сетку hkl -рефлексов и базальные отражения с $d_{001} \sim 7,1 \text{ \AA}$, которые характерны для пластинчатого серпентина типа лизардита.

Наряду с серпентинами в продуктах синтеза установлен также в небольших количествах триоктаэдрический хлорит (см. табл. 2), подтвержденный результатами термического анализа, и диоктаэдрический хлорит типа sudoита, фиксируемый и данными ИК-спектроскопии. Отметим, что не все побочные продукты, образовавшиеся в процессе проведенных экспериментов, удается идентифицировать. Это в первую очередь касается фазы X (см. табл. 2), которая несмотря на хорошую окристаллизованность, не поддается диагностике. Количество ее, как правило, незначительное, а образование связано, по-видимому, с кристаллизацией из раствора, так как появляется она на стадии, когда структура монтмориллонита еще сохраняется.

В заключение акцентируем внимание на том, что при высоких температурах (Э-27; см. табл. 2) непосредственно по глинистой матрице синтезируются форстерит и шпинель. Из экспериментов очевидно, что кристаллизация их связана с дегидратацией образующегося серпентина, который в этих условиях становится неустойчивым, распадаясь на оливин и свободную магнезию, дающую в карбонатной среде магнезит и, исходя из продуктов синтеза, хромово-магниевою шпинель типа $Mg(Cr, Al)_2O_4$. Аналогичные минеральные фазы, полученные при $t > 500 \text{ }^\circ\text{C}$, описаны в работе [Франк-Каменецкий и др., 1983].

Процесс серпентинообразования по глинистым минералам, как отмечалось выше, происходит, вероятно, в ходе трансформационных преобразований твердофазным метасоматическим путем в результате замещения в них алюминия магнием по схеме $2Al^{3+} \rightarrow Mg^{2+} + Si^{4+}$. Реальность протекания такого процесса в нашем случае подтверждается результатами полуколичественного спектрального анализа водного остатка продуктов синтеза, в котором установлено по сравнению с первичным составом используемой в эксперименте морской воды резкое уменьшение количества Mg и увеличение количества Si, Na, Ca и Ti. В осадке, выпавшем из раствора, отмечаются Si, Al, Ca, Fe, Na, Mn, Mg, а также Cr и Ni, при этом Na, Ca, Si и Al – в заметных количествах. Эти данные с учетом полученных фаз в эксперименте дают возможность подобное распределение элементов объяснить с помощью следующих принципиальных реакций:



Известно, что из всех глинистых минералов монтмориллонит обладает наименее совершенной кристаллической структурой, что обуславливает его высокую ионообменную способность и сильные каталитические свойства [Куковский, 1966]. Поэтому в катионной части минерала наряду с Al и Mg в заметных количествах присутствуют Ca, Fe, Na, K, Mn, что подтверждается и химическим анализом исходного для эксперимента материала (см. табл. 1). Это вытекает и из условий образования монтмориллонита, который развивается по породам, богатым Ca или Na [Дир и др., 1966]. Исходя из результатов анализа водной вытяжки и твердого осадка продуктов синтеза, а также принимая во внимание реакции 1) и 2), допустимо предположить, что часть из этих элементов в процессе серпентинообразования входит в состав серпентина (в первую очередь Fe и Al), а другая (основная) высвобождается в самостоятельные фазы. Последние при благоприятных условиях, регулируемых, очевидно, значениями pH среды и температурой, могут приводить к кристаллизации таких минералов, как тремолит, актинолит, роговая обманка, эпидоты или (при избытке Ca) кальциевых гидросиликатов типа пектолит-ксонотлит. Перечисленный набор минералов, как известно, повсеместно в различных количествах сопровождает альпинотипные серпентиниты. В целом эти минералы, по нашему мнению, являются индикаторами состава матрицы, по которой они образовались, и физико-химических условий протекания процесса.

С другой стороны, из приведенных реакций и результатов экспериментов видно, что в случае повышенных содержаний в гидротермальных растворах Mg, но только в карбонатной среде (Э-3, 15; см. табл. 2), наряду с серпентином синтезируется и брусит – минерал, наиболее широко, но неравномерно распространенный в природных серпентинитах. Кроме того, из этих реакций следует, что процесс протекает при высоких парциальных давлениях кислорода. Следовательно, при наличии в системах железа (обычное явление в природных подводных гидротермальных источниках) совместно с серпентином неизбежно будет образовываться и магнетит. Это тот пылевидный магнетит, который всегда наблюдается в серпентинитах.

Химический состав

Каолинит	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Природный	52,02	0,46	33,37	0,95	Не обн.	
Отмученный	71,05	0,70	19,20	0,30	Не обн.	

Элементы-примеси по данным полуколки

Каолинит	Pb	Cu	Mn	Ga	Ti	Cr	Ni	Ba	Be
Природный	0,01	0,003	0,002	0,002	0,3	Не опр.		0,03	0,0003
Отмученный	0,00	0,001	0,003	0,002	0,3	Не опр.			0,0002

Условия и состав исходного

Образец	T, °C	P, атм	Время, ч	Исходный материал, г/л	Содержание добавок от массы каолинита, %
Э-20*	400	500	160	Каолинит MgO H ₂ C ₂ O ₄	100,0 110,0 6,53
Э-10*	400	500	160	Каолинит MgO H ₂ C ₂ O ₄	100,0 62,5 4,56
Э-14	400	500	160	Каолинит MgO H ₂ C ₂ O ₄	100,0 62,5 4,56
Э-28	400	500	65	Каолинит MgO H ₂ C ₂ O ₄	100,0 51,3
Э-26	400	500	160	Каолинит MgO H ₂ C ₂ O ₄	100,0 51,3 6,58
Э-22	300	500	1560	MgO FeCl ₃ ·6H ₂ O H ₂ C ₂ O ₄	100,0 47,1 4,8
Э-24	400	500	336	Продукт Э-22 MgO FeCl ₃ ·6H ₂ O H ₂ C ₂ O ₄	100,0 47,1 4,8

Примечание. Звездочкой отмечен каолинит отмученный, в остальных опытах использован природный каолинит. В числителе – соотношение окислов в ших-

Таблица 3

каолинитов, мас. %

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Н.п.п.	Сумма
0,40	Не обн.	1,95	0,5	Нет свед.	10,00	99,65
Не обн.	0,21	0,06	0,3	0,05	7,42	99,29

Таблица 4

квественного спектрального анализа, г/г

Mo	V	Zr	Zn	Co	Sr	Sc	Y	Yb	La	B
1000	100	0,10	0,01	Не опр.	0,01	100	0,01	100	0,01	0,003
1000	100	0,05	0,03	>	0,01	100	0,01	100	0,01	0,003

Таблица 5

материала в экспериментах

Соотношение компонентов в исходном материале, %			Соотношение твердого вещества и морской воды	Нг веса шихты, мг
MgO : SiO ₂	SiO ₂ : Al ₂ O ₃	MgO : Al ₂ O ₃		
$\frac{1,552}{1,666}$	3,701	$\frac{5,741}{6,166}$	1 : 18	420
$\frac{0,879}{0,994}$	3,701	$\frac{3,254}{3,679}$	1 : 23	325
$\frac{1,209}{1,365}$	1,559	$\frac{1,884}{2,129}$	1 : 23	325
$\frac{0,993}{1,152}$	1,559	$\frac{1,549}{1,796}$	1 : 25	303
$\frac{0,993}{1,152}$	1,559	$\frac{1,549}{1,796}$	1 : 25	303
$\frac{0,913}{1,128}$	1,559	$\frac{1,424}{1,758}$	1 : 28	365
-	-	-	1 : 21	365

те, в знаменателе - то же, с учетом содержания магния в морской воде, пересчитанного в MgO.

Эксперименты свидетельствуют о принципиальной возможности образования по смектитам серпентинов, подобных по составу наблюдаемым в альпинотипных серпентинитах, и направленности процесса. Одновременно они открывают возможности для объяснения происхождения ширского набора сосуществующих с ними минералов, которые обычно рассматриваются в этих породах как вторичные, наложенные образования. С развиваемых автором позиций они являются сингенетическими с серпентином минеральными ассоциациями, играющими роль индикаторов физико-химического процесса серпентинообразования. К ним относятся в первую очередь такие из них, как кварц, магнетит и хлорит. Конечно, это не касается тех случаев, когда хлоритизация, окварцевание и образование магнетита, несомненно, связаны с вторичными изменениями серпентинитов, дунитов и перидотитов, что легко распознается непосредственно в полевых условиях и под микроскопом.

Каолинит + морская вода. В экспериментах этой серии использовался каолинит из Ангренского месторождения (Узбекистан), причем часть опытов проводилась с природным материалом, а два – с отмученным в воде. Состав каолинитов приводится в табл. 3 и 4, а условия экспериментов, характеристика шихты – в табл. 5 [Велинский и др., 1989а].

Анализ полученных дифракционных данных показывает, что основными продуктами синтеза являются минералы серпентиновой группы, представленные хризотилом и лизардитом (табл. 6). Известно, что дифракционные картины минералов этой группы очень похожи, что весьма затрудняет их точную диагностику. Различия наблюдаются лишь в области расположения рефлексов 201 и 060. У хризотила в области рефлексов 201 присутствуют три отражения (см. табл. 6): 201 ($d = 2,594 \text{ \AA}$), $20\bar{2}$ ($d = 2,549 \text{ \AA}$) и 202 ($d = 2,456 \text{ \AA}$), а у лизардита лишь одно – 201 ($d = 2,495 \text{ \AA}$). В области расположения рефлекса 060 у хризотила имеется только одно отражение 060 ($d = 1,536 \text{ \AA}$), а у лизардита – два: 060 и 204 ($d = 1,534 \text{ \AA}$ и $d = 1,503 \text{ \AA}$ соответственно).

На рентгенограммах продуктов синтеза (обр. Э-10) в области брэгговских углов 33–40° по 20° $\text{CuK}\alpha$ наблюдаются все три рефлекса хризотила 201, $20\bar{2}$, 202 и 201 лизардита (рис. 5,а), в области 58–63° присутствуют два отражения с $d = 1,537 \text{ \AA}$ и с $d = 1,507 \text{ \AA}$ (см. рис. 5,б). Однако если у лизардита эти отражения имеют равную интенсивность, то в продуктах синтеза интенсивность рефлекса 060 очень высока, что указывает на преобладание в образце хризотила, лизардит же находится в подчиненном количестве. Нужно также отметить, что в продуктах синтеза наблюдаются слабые рефлексы, принадлежащие каолиниту (см. табл. 6; рис. 5,а, б).

Для уточнения разновидностей серпентиновых минералов в продуктах синтеза был выполнен электронно-микроскопический анализ обр. Э-10 (лаборатория электронной микроскопии, ИГЕМ, Москва).

Рентгеновская дифракционная характеристика продуктов синтеза

Лизардит*			Клинохризотил(14)			Э-10		
<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>hkl</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>hkl</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	Фазовый состав
7,360	100	001	7,360	100	002	7,290	100	Хризотил, лизардит, каолинит
4,620	65	020	4,580	60	020	4,590	65	Хризотил, лизардит
3,640	100	002	3,660	100	004	3,630	90	« «
						3,570	30	Каолинит
						2,830	45	NaCl
2,650	40	130	2,660	40	130	2,670	35	Хризотил, лизардит
			2,594	40	201	2,590	50	Хризотил
			2,549	60	202	2,550	50	«
2,495	80	201				2,490	75	Лизардит, каолинит
			2,456	80	202	2,455	75	Хризотил
						2,390	45	Каолинит
2,299	30	040				2,280	3	Хризотил
			2,282	20	203	2,170	3	«
			2,215	20	204	2,138	5	Лизардит
2,148	50	202				2,092	20	Хризотил
			2,096	60	204	1,998	20	NaCl
1,830	30	004	1,829	20	008			Хризотил, лизардит
						1,818	10	?
1,794	40	203						
			1,748	60	206			
1,737	40	310				1,730	15	Лизардит
1,695	20	024						
						1,675	10	?
						1,632	7	NaCl
1,534	65	060	1,536	80	060	1,537	85	Хризотил, лизардит
1,503	60	204				1,507	20	Лизардит
1,460	20	005	1,465	20	010			

Продолжение табл. 6

Э-14			Э-26			Э-28		
<i>d</i> , Å	<i>I</i>	Фазовый состав	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	Фазовый состав	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	Фазовый состав
1	2	3	4	5	6	7	8	9
			14,300	15	Монтмориллонит	14,50	20	Монтмориллонит
7,300	100	Хризотил, лизардит, каолинит	7,250	100	Серпентин, каолинит	7,250	100	Серпентин, каолинит
			5,720	40	?	5,720	10	?
4,570	55	Хризотил, лизардит	4,590	65	Серпентин	4,600	75	Серпентин
						4,470	60	Каолинит
3,650	90	То же	3,630	90	«	3,630	90	Серпентин
3,570	40	Каолинит	3,570	70	Каолинит	3,590	85	Каолинит

1	2	3	4	5	6	7	8	9
3,500	100	Фаза X	3,510	100	Фаза X			
2,830	10	NaCl	2,820	50	NaCl	2,830	100	NaCl
2,670	30	Хризотил, лизардит	2,670	30	Серпентин	2,670	40	Серпентин
2,580	50	Хризотил	2,590	50	Серпентин, каолинит	2,580	50	Серпентин, каолинит
2,480	70	Лизардит, каолинит	2,480	90	То же	2,490	80	То же
2,456	80	Хризотил	2,460	70	Серпентин	2,460	55	Серпентин
2,377	50	Каолинит	2,382	50	Брусит, као- линит	2,386	45	Брусит, каолинит
2,276	20	Хризотил						
2,178	10	«				2,180	10	Серпентин
2,089	15	«						
1,998	20	NaCl	1,997	30	NaCl	1,998	85	NaCl
		Хризотил, лизардит						
1,817	10	?	1,816	10	?	1,819	10	?
1,752	25	Хризотил, Фаза X	1,752	15	Фаза X			
1,734	25	Лизардит	1,737	15	Серпентин			
1,653	10	?	1,674	30	?	1,675	30	?
						1,630	25	NaCl
1,534	80	Хризотил, лизардит	1,535	90	Серпентин	1,536	75	Серпентин
1,507	25	Лизардит	1,505	25	«	1,505	20	«

Примечание. Дифрактометрические данные (JCPDS) International Centre for Diffraction Data – карточка № 10-32.

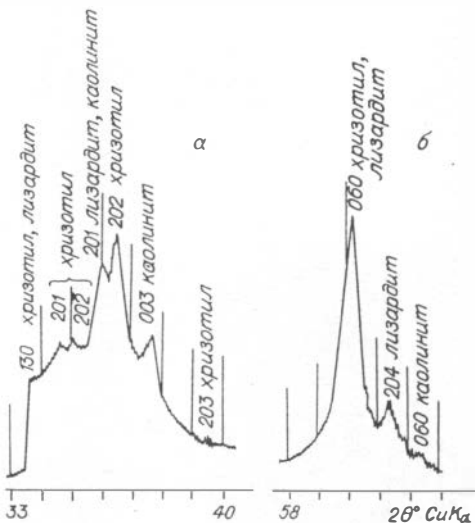


Рис. 5. Фрагменты дифрактограммы продуктов синтеза (обр. Э-10).

а – область рефлексов 201;
б – область рефлексов 060, 204.

Полученные с его помощью изображения с различных участков препарата (см. рис. 6,а) показали, что основной фазой этого эксперимента является трубчатый серпентин, а тонкие изометричные пластинки серпентина присутствуют в подчиненном количестве. Примерное соотношение

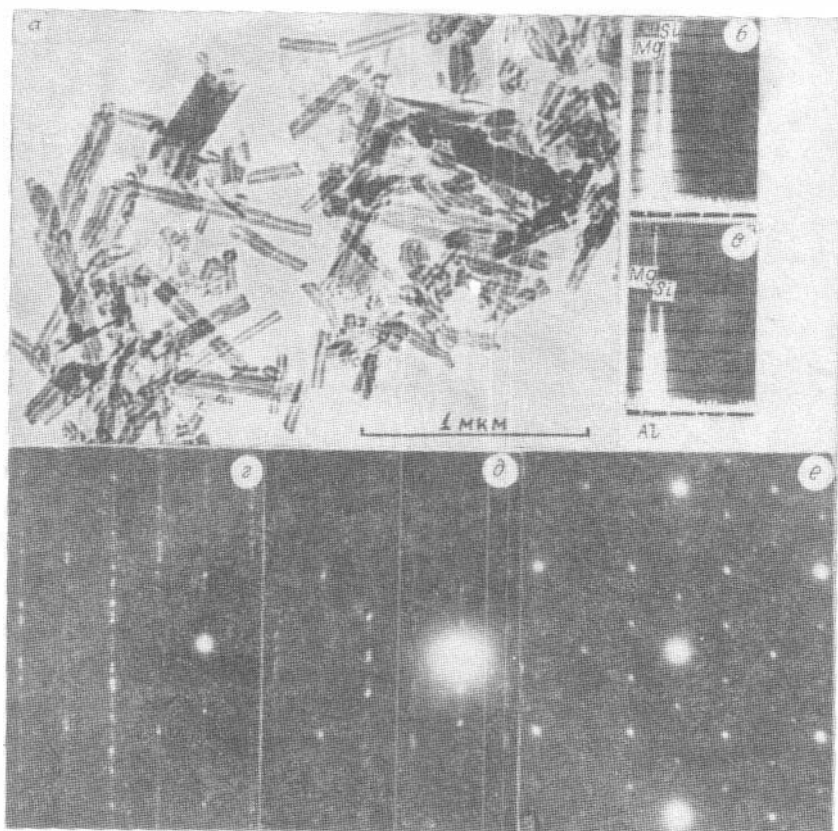


Рис. 6. Электронно-микроскопическое изображение синтетического серпентина (обр. Э-10) (а); энергодисперсионные спектры рентгеновского характеристического излучения, полученные от микрокристаллов клинохризотила (б) и лизардита (в); электронограммы от частиц 14 Å (г), клинохризотиллов 7 Å (д) и пластинок лизардита (е).

трубчатых и пластинчатых частиц составляет 5:1. Энергодисперсионным анализом установлено присутствие в трубчатых частицах из катионной группы элементов Mg, Si (см. рис. 6,б), а в пластинчатых кроме указанных элементов всегда присутствует Al (см. рис. 6,в), причем количественное соотношение Mg, Al, Si остается постоянным от частицы к частице. Расшифровка картин микродифракции позволила однозначно установить, что трубчатые частицы представлены в основном двуслойным клинохризотилом с параметрами $a_0 - 5,32 \text{ \AA}$, $b_0 - 9,2 \text{ \AA}$, $c_0 \approx 14 \text{ \AA}$ (см. рис. 6,г) и реже – однослойным хризотилом с параметрами $a_0 - 5,32 \text{ \AA}$, $b_0 - 9,2 \text{ \AA}$ и $c_0 \approx 7 \text{ \AA}$ (см. рис. 6,д).

Изометричные пластины дают электронограммы с гексагональной сеткой точечных рефлексов (см. рис. 6,е), характерных для пластинчатых серпентинов типа лизардита.

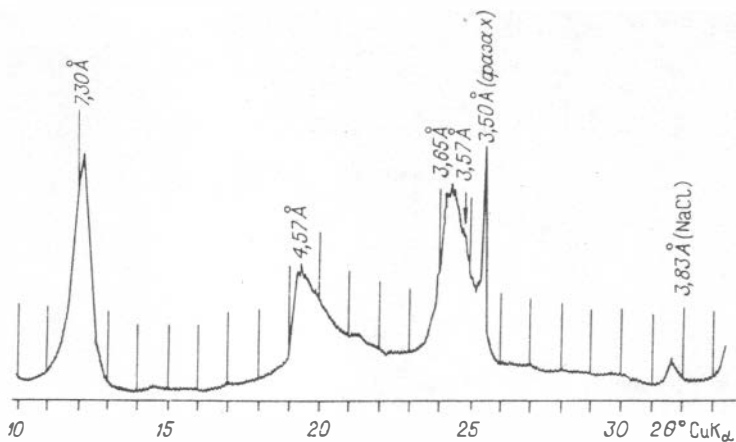


Рис. 7. Фрагменты дифрактограммы продуктов синтеза (обр. Э-14).

Как следует из полученных данных (см. табл. 6), доминирующим минералом в продуктах синтеза образцов Э-10, Э-14, Э-26, Э-28 является хризотил. Вместе с тем в них фиксируются лизардит и остатки глинистой матрицы (каолинит), количество которой регулируется процентным отношением к каолиниту введенной MgO. Помимо слоистых силикатов в этих экспериментах в продуктах синтеза установлено присутствие небольшого количества NaCl. Кроме того, в экспериментах с неотмытым каолинитом в продуктах синтеза (образцы Э-14, Э-26) появляется неидентифицированная нами фаза X (рис. 7), дающая две узкие линии на дифрактограмме ($d = 3,50 \text{ \AA}$ и $d = 1,75 \text{ \AA}$), обусловленная, по-видимому, большим содержанием в материале Al_2O_3 (см. табл. 6).

Продукты синтеза проанализированы также на лазерном микроанализаторе ЛМА-10 (аналитик С. И. Портнягин, ИГиГ СО АН СССР), которые однозначно указывают на магниезиальный состав полученных серпентинов (табл. 7).

Согласно результатам этого анализа, продублированным на сканирующем электронном микроскопе ISM-35 с ПРД „Link“, как в отдельных точках, так и по площади исследуемого мате-

Таблица 7
Состав продуктов синтеза по данным локального спектрального анализа, мас.%

Образец	Mg	Si	Ca	Fe	Cr	Ni	Cu
Э-10	≥ 1	≥ 1	0,2	0,07	1	0,1	0,06
Э-14	≥ 1	≥ 1	0,1	0,07	1	0,1	0,06

Примечание. Количества Mg и Si приблизительно равные, отмечаются следы Al, Cu и Ni (Cu – за счет материала уплотнительного кольца, а Ni – стенка автоклава).

Рентгеновская дифракционная характеристика экспериментальных образцов

Э-20			Э-22			Э-24		
$d, \text{Å}$	l	Фазовый состав	$d, \text{Å}$	l	Фазовый состав	$d, \text{Å}$	l	Фазовый состав
7,210	100	Серпентин, каолинит	7,180	55	Каолинит, серпентин	7,220	25	Каолинит, серпентин, ?
4,740	100	Брусит				5,170	25	?
4,580	60	Серпентин	4,580	20	Серпентин	4,790	100	Брусит
4,460	55	Каолинит	4,460	40	Каолинит	4,580	10	Серпентин
			4,360	35	«	4,440	15	Каолинит
			4,170	30	Гетит	4,360	10	«
3,620	100	Серпентин	3,630	50	Серпентин	4,180	5	Гетит
3,570	100	Каолинит	3,570	70	Каолинит	3,660	20	Серпентин
3,320	25	?				3,560	25	Каолинит
						3,330	30	?
						2,960	5	Магнетит
2,850	30	NaCl				2,860	40	NaCl
			2,740	100	Магнетит	2,740	10	Брусит
			2,700	15	Гетит			
			2,660	25	Серпентин	2,640	10	Серпентин
2,580	60	Каолинит, серпентин	2,560	40	Каолинит, серпентин	2,560	20	Каолинит, серпентин
			2,507	20	Магнетит	2,530	40	Магнетит
2,490	75	То же	2,484		Каолинит, серпентин	2,485	20	Каолинит, серпентин
2,440	75	Серпентин						
2,362	100	Брусит, каолинит	2,374	30	Каолинит	2,370	100	Каолинит
			2,339	35	«	2,330	15	«
			2,292	20	Серпентин			
2,100	40	Серпентин	2,103	30	Магнетит	2,092	10	Магнетит
1,993	25	NaCl	1,992	10	NaCl	1,994	30	NaCl
			1,841	10	Серпентин			
			1,810	5	?			
1,791	100	Брусит				1,796	40	Брусит
			1,780	5	Серпентин			
			1,703	30	Магнетит			
1,666	25	Каолинит	1,666	30	Каолинит	1,666	10	Каолинит
1,580	25	Брусит				1,574	20	Брусит
1,534	100	Серпентин	1,534	25	Серпентин	1,534	20	Серпентин
1,508	25	«	1,504	5	«	1,505	5	«
1,490	30	Каолинит	1,488	20	Каолинит	1,490	15	Каолинит

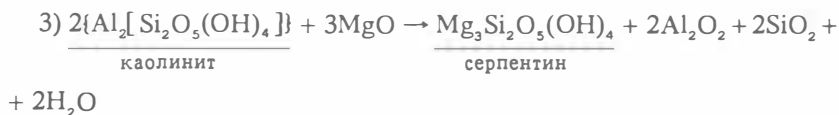
риала в обр. Э-10 состав и соотношения элементов те же ($\text{Si} \gg \text{Mg} \gg \text{Fe} \gg \text{Al}$) (лаборатория электронно-зондовых методов ИГиГ СО АН СССР).

Серпентин, как показали эксперименты, образуется при различных соотношениях $\text{MgO}:\text{SiO}_2$ в начальном продукте как близких к стехеометрии в серпентине, так и отличающихся от нее (см. табл. 5). При этом с повышением концентрации MgO одновременно с серпентиновыми минералами кристаллизуется и брусит (табл. 8), количество которого может быть значитель-

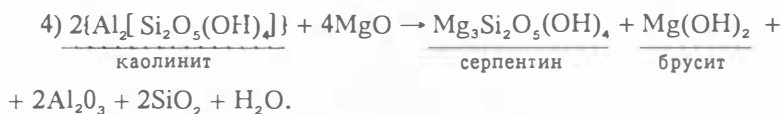
ным (обр. Э-20). Вместе с тем синтез серпентина определяется и температурой, так как в продуктах обр. Э-22, полученных при 300 °С в течение 1560 ч, выход его весьма незначителен. Как видно из табл. 6, при этой температуре развивается более „охотно” фаза магнетита. Показательно, что при повышении температуры до 400 °С из этого же материала (обр. Э-24) вновь начинают кристаллизоваться серпентин и брусит (за счет магнетита) и появляется магнетит.

С другой стороны, на образование серпентина влияют, вероятно, и высокие концентрации железа, так как отличия в продуктах синтеза (обр. Э-24) от обр. Э-22 заключаются главным образом в том, что при повторной гидротермальной обработке материала в конечном продукте (обр. Э-24) изменения главным образом выразились лишь в образовании брусита и магнетита. Появление последнего в продуктах синтеза непосредственно иллюстрирует положение о сингенетичности серпентина и магнетита в описываемом процессе, о чем упоминалось и при описании экспериментов с монтмориллонитом.

Серпентинообразование по глинистым минералам, как уже отмечалось выше, в соответствии с существующими представлениями происходит твердофазным путем вследствие изоформного замещения в глинах алюминия магнием по схеме $2Al^{3+} \rightarrow Mg^{2+} + Si^{4+}$ [Франк-Каменецкий и др., 1983], т. е. процесс, по существу, является метасоматическим. Исходя из этого, как и в предыдущей серии опытов, проанализированы полуколичественным спектральным методом водная вытяжка, а также выпавший из нее твердый остаток. В результате установлено, что после прохождения синтеза в растворе прореагированной с каолинитом морской воды действительно заметно увеличивается содержание кремния и алюминия и резко уменьшается количество магния. Это отражает процесс реакции, идущей по упрощенной принципиальной схеме:



(для случая, когда весь Al перейдет в раствор или осадок). Данный процесс, вероятно, отражается в продуктах осадка, в составе которого по результатам полуколичественного спектрального анализа устанавливается Si, Mg, Al, Ca, Na и Sr. В случае избыточного содержания в системе MgO (образцы Э-20, Э-24) реакция может иметь вид



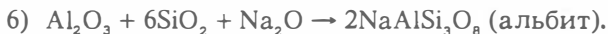
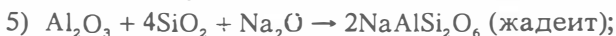
Приведенные результаты подтверждают метасоматический характер образования минералов группы серпентина для

данных условий и позволяют объяснить сонахождение с альпинотипными серпентинитами метасоматических кварцитов и таких глиноземсодержащих минералов, как хлориты, слюды, жадеит, альбит и др. Необходимый для кристаллизации последних натрий заимствуется из состава каолинита и морской воды.

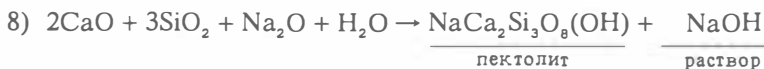
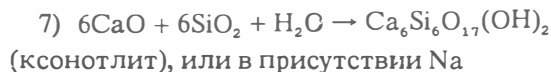
Резюмируя результаты описанной группы экспериментов, отметим, что анализ продуктов опытов позволяет установить динамику процесса, которая идет по схеме каолинит → триоктаэдрический монтмориллонит → серпентиновые минералы (хризотил с примесью лизардита), что находится в полном соответствии с результатами предыдущих исследований при синтезе (Mg, Al)-серпентинов [Франк-Каменецкий и др., 1983].

Таким образом, показана принципиальная возможность образования главных разновидностей серпентинов альпинотипных гипербазитов (хризотила и лизардита) за счет глинистой матрицы смектитовой фации продуктов изменения пород дна океанов. С одной стороны, допустимо предположить, что широко развитые в гипербазитах серпентиниты смешанного состава будут образовываться по матрице сложного каолинит-монтмориллонитового состава. С другой стороны, эти эксперименты указывают на метасоматический характер описанного процесса серпентинообразования, который сопровождается выносом из матрицы ряда компонентов, среди которых основное место занимают Al, Si, Ca, Na, Fe.

С подвижностью этих элементов нами связывалось образование сопутствующих с гипербазитами и полярных по отношению к ультрабазитам минералов, в первую очередь таких, как альбит, жадеит и др. Исходя из динамики предполагаемого процесса серпентинообразования, эту связь можно продемонстрировать следующими принципиальными реакциями:

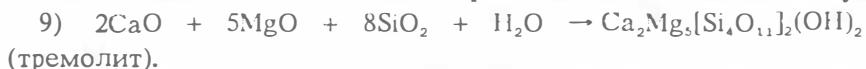


В случае присутствия в матрице карбонатного материала возможно образование ксонотлита и пектолита, которые нередко отмечаются среди природных серпентинитов по схеме:



Наличие Al в пектолитах из серпентинитов может служить косвенным доказательством первичного глинистого субстрата, подвергнувшегося гидротермальной переработке. Исходя из состава глин, вероятнее всего, и пектолит, и ксонотлит будут образовываться при определенных условиях совместно с серпентином только в случае, если матрицей будет монтмориллонит. Из этих же соображений амфиболы тремолит-актинолитового

ряда в парагенезисе с серпентином возможны также при первичной монтмориллонитовой матрице, когда в системе имеется избыточный кальций. Реакция при этом возможна по типу:



В минералах этого ряда также всегда отмечается Al, присутствие которого становится понятным из общей направленности процесса серпентинообразования по продуктам смектитовой фации. Альбит-жадеитовая минерализация будет образовываться в основном по каолиническому субстрату, о чем свидетельствуют реакции 3) и 4).

Приведенные выше реакции призваны объяснить сложный минеральный парагенезис самих серпентинитов. Но с позиции предложенной модели генезиса этих пород находит свою трактовку и тесная связь с массивами альпинотипных гипербазитов таких образований, как метасоматические кварциты, амфиболиты и глаукофановые сланцы. Как следует из реакции 1)–4) и результатов экспериментов, в ходе синтеза серпентинитов не входящие в их состав компоненты матрицы переходят в раствор. Наиболее избыточными по отношению к стехеометрии серпентина являются Si и Al. Именно они и могут обуславливать в одних случаях существенно кремниевый, а в других – алюминиево-кремниевый и алюминиевый метасоматоз вмещающих серпентинитов пород.

Ввиду того, что поведение этих элементов вследствие особенностей их химических свойств различно, а образование слагаемых ими минералов зависит в числе других причин от окислительно-восстановительного потенциала среды [Франк-Каменецкий и др., 1983], можно наметить схему их осаждения. В частности, допустимо предположить, что при повышенной щелочности растворов будет иметь место кремниевый метасоматоз, а в более кислой и нейтральной среде – алюмокремниевый и алюминиевый, так как и Si, и Al подвижны и в кислых растворах. Это подтверждается геологическими наблюдениями, которые свидетельствуют о том, что кварциты фиксируются в самих массивах гипербазитов или в их приконтактовых частях, а амфиболиты и глаукофановые сланцы – во вмещающих толщах. При этом в кварцитах всегда в том или ином количестве отмечается глинозем, присутствие которого в этих породах с позиций реститогенного происхождения гипербазитов не находило своего удовлетворительного объяснения, как, впрочем, и самих кварцитов. Зональность же в распределении амфиболсодержащих пород с позиций рассматриваемой модели образования серпентинитов регулируется, вероятно, главным образом *PT*-условиями, и при высоких температурах и давлениях будут кристаллизоваться амфиболы ряда роговой обманки, а при низких температурах и высоких давлениях – разновидности глаукофана.

Что касается таких широко распространенных в альпинотипных серпентинитах минералов, как брусит, хлориты и тальк, то они, как следует из экспериментов в гидротермально-метасоматическом преобразовании глин, являются обычными фазами, возникновение которых регулируется, с одной стороны, составом матрицы, а с другой – температурой. В целом же процесс изменения в гидротермальных условиях глинистого материала по экспериментальным данным выражается следующей направленностью образования минералов (в порядке возрастания температуры и времени экспозиции): триоктаэдрический монтмориллонит → серпентин ± брусит → хлорит ± тальк → форстерит + шпинель.

Эти минеральные парагенезисы повсеместно наблюдаются в породах альпинотипных гипербазитов и объясняются, как правило, с позиций низкотемпературного метаморфизма (регрессивного) первичного ультраосновного (существенно оливинового) состава, связанного с явлениями его гидратации. Согласно обсуждаемым результатам экспериментов, этот ряд минералов может образовываться и в ходе прогрессивного метаморфизма серпентинов. Отсюда, учитывая петрографические данные, можно сделать вывод о том, что ассоциация минералов серпентин + брусит + хлорит + тальк + форстерит + шпинель, наблюдаемая в природных объектах, есть результат проявления реакций, имеющих обратимый характер. Исходя из этого направленность описываемых превращений может быть представлена схемой монтмориллонит ± каолинит ⇌ серпентин ± хризотил ± брусит ⇌ хлорит ± тальк ⇌ форстерит + шпинель.

Это значит, что наблюдаемый в природе сложный парагенезис минералов в серпентинитах может быть результатом протекания как процессов регионального низкотемпературного метаморфизма ультраосновного агрегата, так и прогрессивной стадии гидротермального преобразования первичной глинистой матрицы. Автору представляется, что в альпинотипных серпентинитах в силу длительной истории эволюции пород мы наблюдаем обе эти стадии, которые накладываются друг на друга и из-за однотипности образующихся при этом продуктов бывают либо трудно различимы, либо без специальных исследований не отличимы друг от друга.

Наиболее неочевидное звено в рассматриваемой цепи минеральных превращений – это переход глина – серпентин. Но, во-первых, такой переход убедительно доказывается приведенными экспериментальными работами. Во-вторых, об этом косвенно и свидетельствует каолинитовая структура основных породообразующих разновидностей от глинистых минералов, по которым они развивались.

Наконец, о немагматической природе первичного субстрата серпентинитов может свидетельствовать наличие в них таких необычных и „запрещенных” для ультраосновных пород (полярных, по В. Н. Лодочникову [1936]) мантийного генезиса

акцессориев, как циркон, турмалин, флюорит, кварц, апатит, фосфаты, корунд и др. Эти данные [Абовян, 1985; Велинский и др., 1991; и др.] должны обратить на себя самое пристальное внимание, так как несут, по-видимому, главную информацию о происхождении серпентинитов. В настоящее время они либо совсем не указываются и не учитываются при генетических построениях, касающихся гипербазитов, либо чрезвычайно легко связываются с наложенной гидротермальной переработкой пород. Последнее не может быть принято удовлетворительно, так как эти минералы в серпентинитах встречаются эпизодически и в очень малых количествах. В том же случае, когда серпентиниты подвергаются вторичному гидротермальному воздействию (карбонатизация, окварцевание, хлоритизация и т. д.), это носит отчетливый характер, легко распознается макроскопически и диагностируется непосредственно в полевых условиях. По нашему мнению, перечисленные акцессории являются реликтами той матрицы, по которой происходило образование сначала продуктов смектитовой фации, а затем – серпентинитов.

Обобщение приведенного комплекса экспериментальных исследований и их интерпретация позволяют сделать обоснованный вывод о том, что серпентиниты, аналогичные природным в альпинотипных серпентинитах, могут образовываться не только вследствие вторичных изменений первичного существенно оливинового по составу ультраосновного вещества, но и в результате переработки магнийсодержащего состава гидротермальными растворами глинистых минералов группы каолинит-монтмориллонита.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ КОНЦЕПЦИЯ ГЕНЕЗИСА АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ И ЕЕ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

На основании изложенного выше материала генезис альпинотипных гипербазитов может быть представлен с позиций гидротермально-метасоматической концепции [Велинский, 1987, 1990; Велинский и др., 1989а, б], которая сводится к следующему.

В современных океанических структурах и складчатых областях континентов (эвгеосинклинального типа зоны) серпентиниты представляют собой гидротермально-метасоматические образования, развивающиеся по продуктам эпигенеза вулканогенно-осадочных толщ, представленных минеральными парагенезисами смектитовой фации. Последние наиболее интенсивно образуются в процессе гальмиролиза в зонах трансформных разломов и рифтовых структур, так как эти области океаничес-

кой литосферы являются максимально тектонически раздробленными и поэтому активно проницаемыми для морской воды. К этим же структурам приурочена и основная подводная гидротермальная деятельность, связанная с проявлением здесь вулканического и интрузивного магматизма [Зеленов, 1967, 1972; Курносов, 1984; Курносов и др., 1984; Подводные геологические исследования..., 1985; Рона, 1985; и др.]. Именно в пределах данных участков дна океанов, как сейчас хорошо известно, фиксируются и выходы гипербазитов, представленные существенно серпентинитами.

Серпентинообразование происходит под воздействием на продукты смектитовой фации горячих гидротермальных растворов при привносе магния в карбонатной среде и сопровождается метасоматической переработкой материала матрицы с выносом из нее глинозема и кремния. Обогащенность растворов магнием доказывается прямыми наблюдениями над составом гидротермальных систем современных океанов, в геологическом прошлом подтверждается связью с гипербазитами доломитизированных известняков и доломитов, а во вмещающих их алевролитах и сланцах – магниезиальных хлоритов. Одновременно с серпентинитами идет образование кремнистых осадков, представленных в разрезах офиолитов метасоматическими кварцитами и силицилитами, и офикальцитов [Сатиан, 1984]. Вынос же из смектитовой матрицы в отложения рамы глинозема приводит к накоплению в них материала, по которому в процессе диагенеза осадков образуются сопровождающие массивы гипербазитов амфиболсодержащие породы. Источник магния в гидротермах, по-видимому, те же флюиды, которые обуславливают проявление вдоль региональных разломов в пределах развития вулканизма железо-магниевого метасоматоза [Русинов, 1977; Трухин, Шувалов, 1979]. Они либо имеют мантийную природу, либо генерируются остаточными магматическими очагами, с которыми была связана вулканическая деятельность.

Дальнейшая судьба этих (назовем их первичными) серпентинитов определяется двумя основными факторами: развитием материнской гидротермальной системы и последующим воздействием на них более поздних процессов, связанных с явлениями контактового и регионального метаморфизма. В первом случае при сохранении температурного режима в гидротермальной системе в пределах 250–400 °С с последующим ее затуханием образованные первичные серпентиниты будут сохраняться, а их состав характеризоваться низкотемпературным парагенезисом в основном на уровне серпентин ± тальк ± хлорит. При циклической эволюции системы с этапами повышения температурного градиента (выше 400 °С) возможна частичная перекристаллизация серпентина с образованием по нему в соответствии с описанными экспериментами таких фаз, как оливин, пироксены и шпинель.

При воздействии на серпентиниты контактового и регионального метаморфизма вся история их будет определяться главным образом температурой и временем протекания процесса. В целом можно утверждать, что при контактовом метаморфизме в условиях интенсивного термального поля перекристаллизация серпентинитов неизбежна, а при региональном метаморфизме серпентиниты будут сохраняться только на низких ступенях зеленосланцевой фации при температурах ниже 400 °С. В обстановке же эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, когда температура заведомо выше 500 °С, переход серпентин → оливин ± пироксен ± шпинель будет обычной реакцией и метаморфическая природа таких пород становится очевидной.

Направленность дегидратации серпентинитов, исходя из экспериментальных данных, зависит от их состава, *PT*-условий, характеристик среды, в которой протекает процесс (нейтральная, кислая, щелочная), и длительности испытываемого серпентинитами нагрева. Образованный таким образом пироксен-оливиновый агрегат (существенно оливиновый) вновь под воздействием водных растворов будет серпентинизироваться вплоть до формирования серпентинитов второй генерации. Превращения серпентинитов в кристаллический пироксен-оливиновый агрегат в ходе развития складчатой структуры могут быть неоднократными. Об этом свидетельствуют такие взаимоотношения в породах гипербазитовых массивов, как включения зерен оливинов в хромшпинелях и пироксенах, и наоборот, хромшпинели – в пироксенах и оливинах. Впервые и, пожалуй, наиболее интенсивно перекристаллизация серпентинитов с их дегидратацией происходит на самых ранних этапах развития эвгеосинклиналей и связана с внедрением и воздействием на них габброидов повышенной магнезиальности (оливиновые габбро, нориты, габбро-нориты), в результате чего образуется основная масса полнокристаллических разновидностей гипербазитов и формируются в ряде случаев базит-гипербазитовые комплексы складчатых областей.

На современном эрозионном срезе в пределах континентальных областей мы наблюдаем последний этап серпентинизации ультраосновного, вторичного (метаморфогенного) по своей природе агрегата. Этот процесс, по-видимому, осуществляется главным образом водами метеорного происхождения [Покровский, Чащухин, 1982; Уханов и др., 1984; и др.] и протекает в температурном интервале 50–200 °С [Bonatti et al., 1984; Халепп, Бурд, 1984; и др.].

Вместе с тем возможны случаи, когда в своей эволюции первичные серпентиниты будут сохраняться. С учетом этого чрезвычайно важным становится вопрос о критериях, которые позволяли бы различать первичные и вторичные серпентиниты между собой. А priori можно утверждать, что ими могут быть особенности химического состава пород и, в частности, содержание в них глинозема.

Исходя из положений развиваемой концепции, в первичных серпентинитах количество его должно быть неравномерным и в целом повышенным в силу невозможности одинаковой степени метасоматической переработки в больших объемах матрицы ювенильными гидротермами. Во вторичных серпентинитах серпентин развивается по пироксен-оливиновому или оливиновому агрегату, который ввиду своей метаморфической природы уже имеет довольно выравненный высокомагнезиальный состав, о чем свидетельствует известная удивительная выдержанность химизма оливинов и пироксенов в гипербазитах складчатых регионов мира. Образующиеся по ним серпентиниты сами становятся более магнезиальными и однородными по составу, очищаясь от значительной части примесей и в первую очередь от глинозема, унаследованного первичными серпентинитами от своей начальной матрицы. Есть основание полагать, что в офиолитах складчатых областей на современном эрозионном уровне в большинстве случаев мы имеем дело именно со вторичными генерациями серпентинитов, о чем красноречиво свидетельствуют данные изотопных исследований в них водорода и кислорода [Muchlenbachs, Clayton, 1972; Покровский, Чащухин, 1962; и др.]. В каждом конкретном случае этот вопрос должен решаться с учетом результатов детального изучения петрогеохимического состава этих пород и оценки геологических условий их залегания.

Предлагаемый механизм образования альпинотипных гипербазитов в условиях земной коры позволяет обойти трудности подъема из мантийных глубин в приповерхностные части литосферы тяжелого ультраосновного кристаллического агрегата (рестита) и хорошо согласуется с геологическими данными, объясняя бескорневую систему гипербазитовых тел, их пласто- и линзообразную форму, соскладчатый характер массивов этих пород с вмещающими отложениями, проявление складчатости внутри массивов, повсеместную связь выходов пород с вулканогенно-осадочными толщами и в то же время приуроченность их в большей части случаев к осадочным пачкам разреза, однотипный и монотонный состав серпентинитов и связанных с ними дунитов и перидотитов в глобальном масштабе и др.

Довольно легко и логично с рассматриваемых позиций объясним и механизм протрузии, так как при таком варианте в нем участвуют не тяжелые массы пироксен-оливинового состава, а легкие серпентиниты с плотностью, соответствующей плотности коры, физические свойства которых способствуют скольжению их в отложениях рамы в твердом виде. В такой интерпретации проблема генезиса альпинотипных гипербазитов становится проблемой образования первичных серпентинитов. С точки зрения развиваемой гипотезы находит свое объяснение и сонахождение в одних участках таких контрастных по составу пород, как гипербазиты, кварциты, альбититы и

жадеититы, появление на контакте амфиболитов, высокоглиноземистых и повышенной магнезиальности осадков. Эти парагенезисы пород фиксируют продукты реакции серпентинообразования, отражая вынос в ходе ее из матрицы в первую очередь алюминия, кремния и натрия, и являются прямыми свидетелями реальности такого процесса и его метасоматического характера.

Решение проблемы генезиса альпинотипных гипербазитов с позиций рассматриваемой концепции требует, естественно, объяснения известных геохимических особенностей пород и специфики их металлогении. Для того чтобы ответить на эти вопросы, рассмотрим в общих чертах геохимическую характеристику состава осадков и эффузивных пород океана. Остановимся на поведении в них лишь некоторых элементов, наиболее характерных для альпинотипных гипербазитов (Cr, Ni, Co, платиноиды) (табл. 9–12).

Содержания в альпинотипных гипербазитах большей части рассматриваемых элементов (кроме Au, Ag, U и T) значительно больше, чем в базальтоидах и осадках океана (см. табл. 9). Это на первый взгляд не дает возможности связывать последние в качестве поставщиков Cr, Ni, Co, платиноидов в систему серпентинообразования. На самом деле картина имеет более сложный характер, что связано с высокой сорбционной способностью глинистого материала и особенно монтмориллонитов [Куковский, 1966].

При изучении гальмиролиза вулканогенных пород установлено, что морская вода обогащается Cr, Ni, Co вследствие выноса из них этих компонентов, которые затем в силу каталитических свойств глины осаждаются ими и концентрируются в благоприятных условиях [Курносов, 1986]. С учетом большого объема вулканогенного материала такой процесс способен значительно повысить содержания данных элементов в продуктах смектитовой фации. Еще более интенсивно вынос Cr, Ni, Co осуществляется в гидротермальных условиях.

Одновременно надо подчеркнуть, что по сравнению с другими частями океана в пределах срединно-океанических хребтов вулканогенные образования значительно обогащены Cr и Ni, содержания которых достигают 1500 и 500 г/т соответственно [Кузьмин, 1985]. В этих случаях возможность для концентрации в продуктах смектитовой фации этих элементов значительно облегчается и содержания Cr (0,15 вес.%) и Ni (0,05 вес.%) уже соответствуют тем, которые наблюдаются в серпентинитах. При этом следует иметь в виду, что Cr привносится непосредственно и самими гидротермальными растворами, о чем свидетельствует прямая связь его с содержанием Ni в Fe-Mn конкрециях, образованных в результате проявления подводной гидротермальной деятельности. Количество же Ni в них колеблется в широких пределах – от 0,25 до 6 вес.% [Батурин, 1986].

Непосредственно отмеченное подтверждается и данными о составе подводных гидротермальных систем, в которых содер-

Содержание малых и редких элементов в альпинотипных гипербазитах, базальтах и осадках океана, мас.%

Элемент	Альпинотипные гипербазиты	Осадки океана	Fe-Mn конкреции	Основные магматические породы
	1	2	3	4
Cr	$2 \cdot 10^{-1}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$
Ni	$2 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$6,6 \cdot 10^{-1}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$
Co	$2 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-1}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$
Au	$5 \cdot 10^{-7}$	$2 \cdot 10^{-7}$	$3 \cdot 10^{-7}$	$4 \cdot 10^{-7}$
Ag	$5 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-6}$	$9 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$
Pt	$2 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-7}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$
Pd	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$3,5 \cdot 10^{-7}$	$6 \cdot 10^{-7}$	$1,9 \cdot 10^{-6}$
U	$3 \cdot 10^{-7}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$0,5 \cdot 10^{-4}$
Th	$5 \cdot 10^{-7}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$

Примечание. Данные 1 и 4 – по Н. В. Арнаутову и др. [1987], 2 и 3 – по Г. Н. Батуруну [1986].

жания Cr и Ni (рифт Таджура, Аденский залив) в пересчете на сухое вещество составляют до 2,25 и 1,45 вес.% соответственно [Демина, Чопоров, 1986]. То же относится и к Co, содержание которого в конкрециях также значительно варьирует и меняется от сотых долей до 3,4 вес.%. Здесь следует отметить одну очень важную деталь, выражающуюся в том, что в мелководных конкрециях концентрации Cr в среднем почти в 2,5 раза больше, чем в глубоководных (150 и 60 г/т соответственно).

Поведение благородных металлов в серпентинитах, базальтах и осадках океана двойственное. Для Au и Ag концентрации их сопоставимы, а платиноидами обогащены серпентиниты. Золото и платиноиды в осадках и конкрециях распределены крайне неравномерно и присутствуют в них в самородном виде, связываясь главным образом с рудной фазой конкреций. При этом необходимо иметь в виду, что в альпинотипных гипербазитах благородные металлы связаны с прорывающими их габброидами [Фоминых, Хвостова, 1970; Пинус и др., 1973; Волченко и др., 1975; Велинский, 1979; и др.], которые и являются основными поставщиками в гипербазиты рассматриваемых компонентов. Одно из наиболее убедительных доказательств – данные по Pt в фумаролах вулкана Толбачек, где концентрации их в конденсатах эксгаляций достигают 39,7 мг/л ($4 \cdot 10^{-3}\%$) [Большое трещинное Толбачинское извержение, 1984], и прямая корреляция Au и Pt с Cr в хромитах [Велинский, 1979; и др.].

Таким образом, вулканогенные породы, подвергшиеся смектитизации, и более поздняя гидротермальная их переработка способны обеспечить баланс элементов в образующихся по ним серпентинитам. Что же касается рудных концентраций Cr в альпинотипных гипербазитах, то это может быть объяснено гидротермально-метасоматическими процессами, на что ука-

Таблица 10

Содержание элементов в осадках и измененных базальтах в поле TAG [Scott et al., 1978], г/т

Элемент	Осадок	Базальт
Cr	94,0	370
Ni	92,0	341
Co	35,7	140
Cu	47,7	269

зывают высокие содержания Cr в габброидах срединно-океанических хребтов прорывающих тела гипербазитов, достигающие до 1500 г/т [Кузьмин, 1985], а также случаи нахождения высокохромистых монтмориллонитов (волконскоитов), в которых количество окиси хрома достигает 4,3 вес.% [Коссовская, Шутов, 1971]. Очень высокие содержания хрома отмечаются в ряде случаев и в Fe-Mn конкрециях (до 2130 г/т), образование которых связывают с подводной вулканической деятельностью. Причем высокохромистые конкреции наиболее часто встречаются в радиолариевой зоне [Батулин, 1986]. Основные магматические породы (преимущественно вулканогенные) в качестве потенциальных источников для рудных концентраций хрома в морских условиях рассматриваются также Н. Т. Коссовской и В. Д. Шутовым [1971], В. Б. Курносвым [1986] и др.

Наконец, на прямую связь Cr с подводными гидротермами указывают anomalно высокие его содержания совместно с Ni, Cu и Co в осадках и измененных базальтах, прилегающих к гидротермальному полю TAG в Срединно-Атлантическом хребте [Scott et al., 1978] (см. табл. 10).

Рассматривая вопросы рудных концентраций Cr и платиноидов в гипербазитах, следует особо акцентировать внимание на том факте, что очень часто они располагаются среди отложений, насыщенных углеродистым веществом (черные сланцы), или сами обогащены им (углеродсодержащие серпентиниты, связь с гипербазитами углеводородных скоплений, существенно метановый состав газов в серпентинитах). Данное обстоятельство весьма важно, так как, с одной стороны, может, хотя и косвенно,

Таблица 11

Содержание рассеянных элементов в альпийотипных гипербазитах, базальтах и осадках океана, мас.%

Элемент	Альпийотипные гипербазиты	Эффузивы основного состава	Осадки океана
	1	2	
V	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$
Cu	$2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Zn	$1 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$
Pb	$3 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-3}$
Mo	$3 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Sn	$3 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Sc	$3 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Sr	$2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-2}$
Ba	$3 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-1}$
B	$3 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-2}$
Zr	$6 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$
Ga	$9 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Ge	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$
Nb	$6 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Y	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$
Yb	$4 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-4}$

Примечание. Данные 1 и 2 — по В.В. Велинскому, Н. С. Варгановой [1982], 3 — по Г. Н. Батулину [1986].

Содержание РЗЭ в альпинотипных гипербазитах и различных типах океанических пород, г/т

Элемент	Альпино-типные лерцолиты	Серпентиниты	Слабосерпентинизированные гипербазиты	Океан			
				Базальты	Осадки	Гидротермальные растворы	Вода, г/л 10 ⁻⁹
				1	2	3	4
La	1,56	1,680	1,08	3,36	42,0	21,0	3,40
Ce	4,17	3,800	4,26	10,30	90,0	12,0	1,2·10 ⁻⁸
Pr	0,53	0,470	0,54	1,87	11,0	—	0,60
Nd	2,62	2,670	2,61	9,87	54,0	—	2,80
Sm	0,20	0,140	0,21	3,49	12,6	2,6	0,45
Eu	0,10	0,040	0,12	1,26	3,2	1,0	0,13
Gd	0,29	0,120	0,33	5,05	10,0	—	—
Tb	0,06	0,020	0,06	0,86	1,5	0,5	0,14
Dy	0,36	0,130	0,42	5,22	9,0	—	0,90
Er	0,28	0,040	0,34	3,48	7,3	—	0,90
Yb	0,41	0,050	0,49	3,20	6,5	2,4	0,80
Lu	0,07	0,007	0,09	—	1,9	0,4	0,15
ΣTR	10,94	8,560	11,2	47,96	256,3	—	11,47
La/Yb	11,70	82,700	9,90	3,80	12,5	—	4,30

Примечание. 1–3 — рассчитаны по данным Ю. А. Еркушова [Агафонов, Еркушов, 1985]; 4 — по М. М. Кузьмину [1985]; 5 и 6 — по Г. Н. Батурину [1986]; 7 — по Н. Н. Попову и другим [1979].

указывать на осадочное происхождение матрицы серпентинитов, а с другой — позволяет понять причины концентраций в них этих рудных компонентов. Последнее обусловлено прежде всего тем, что растворы подводных гидротерм имеют отчетливо выраженный кислый характер (pH = 3–5) [Bischoff, Dickson, 1975; Damm et al., 1985; Рона, 1986; и др.]. В этом случае при соприкосновении со средой резко восстановительной гидротермальные растворы неизбежно должны разгрузиться с последующим накоплением на геохимическом барьере ряда элементов, в первую очередь легко переносимых кислыми растворами. Отмеченное положение, хорошо известное в химии, наглядно иллюстрируется повышенными концентрациями Cr, Ni, Au, Ag, Pt, TR и др. в отложениях, обогащенных органическим материалом [Неручаев и др., 1980].

Приведенные данные позволяют рассматривать хромовое и платиновое оруденения в альпинотипных гипербазитах как продукты гидротермально-метасоматического генезиса, что подтверждается и при анализе геологических фактов [Велинский, 1979; и др.]. Об этом же могут свидетельствовать высокие содержания Ni, Cr и Co в металлоносных и глинистых силицилитах, тесно ассоциирующих с вулканогенными породами офиолитовых серий [Сатиан, 1984].

Геохимическая характеристика альпинотипных гипербазитов также находит свое объяснение с позиций развиваемой модели их происхождения (см. табл. 11). Поведение рассеянных элементов в сравниваемых объектах при общем их сходстве имеет и свои особенности. Они заключаются в следующем: Cu, Zn, Mo, Sn, Sr и В в эффузивах и осадках обеспечивают фон этих элементов в гипербазитах, а V, Sc, Ba, Zr, Ga, Y и Yb при серпентинообразовании выносятся из матрицы. Вероятнее всего, этот процесс происходит уже при образовании смектитов, так как в осадках океана перечисленные элементы присутствуют по сравнению с базальтоидами в повышенных количествах.

Для доказательства реститовой мантийной природы альпинотипных гипербазитов часто обращаются к анализу распределения в породах редкоземельных элементов. Общими установленными закономерностями поведения РЗЭ в этих породах являются значительно меньшие количества РЗЭ в гипербазитах, чем во вмещающих их базальтах, и уменьшение суммы РЗЭ в серпентинитах по сравнению с несерпентинизированными разновидностями пород. В отношении поведения РЗЭ в зависимости от серпентинизации ультраосновных пород нет единого мнения. Г. Оттонелло и другие [Ottonellot et al., 1979] пришли к выводу, что в процессе серпентинизации происходит обеднение легкими РЗЭ. Л. В. Агафонов и Ю. А. Еркушов [1985] на примере гипербазитов Монголии считают, что серпентинизация не влияет на поведение как легких, так и тяжелых РЗЭ, хотя общее количество лантаноидов в серпентинитах меньше. Последнее замечание не может считаться доказанным и подтвержденным фактическим материалом, так как из данных, приводимых самими авторами (см. табл. 12), следует, что на фоне общего снижения содержания РЗЭ в серпентинитах в них незначительно уменьшается концентрация легких и резко (на порядок) – тяжелых элементов. В результате отчетливо фиксируется относительное обогащение пород легкими РЗЭ, о чем свидетельствует высокое значение отношения La-Yb (82,7 против 9,9 и 11,4).

Изучение распределения РЗЭ в морской воде показало, что с глубиной количество их падает, а в верхних горизонтах происходит относительное обогащение тяжелыми (Yb и Lu) элементами. Такая же картина в поведении РЗЭ и в конкрециях, которые в мелководных условиях относительно обеднены La-Sr группой. Подобное распределение компонентов связывается с железом и кобальтом, содержание которых в конкрециях глубоководных частей океана меньше. Кроме того, предполагается, что при смектитизации происходит вынос из пород РЗЭ и переход их в осадки [Батурин, 1986]. Рассеивание этих элементов идет и при гидротермальном процессе (см. табл. 12). В общем распределение РЗЭ в подводных базальтах и осадках чрезвычайно неравномерное и определяется главным образом величинами рН и Eh среды. В результате морская вода и осадки

более всего из РЗЭ обогащены легкими элементами цериевой группы и в первую очередь Се [Douglas, 1983], концентрации которого достигают $8,5 \cdot 10^{-7}$ г/л [Попов и др., 1979]. О том, что главным источником TR для вод и осадков океана служат вулканогенные породы, красноречиво свидетельствуют одинаковое поведение РЗЭ и характер соотношения в морской воде и базальтоидах легких и тяжелых элементов (см. табл. 12).

Аналогичная картина, как следует из табл. 12, характеризует распределение РЗЭ и в серпентинитах. В них основная доля РЗЭ приходится также на La-Nd группу, а среди них резко преобладают церий и неодим.

Из приведенного анализа следует, что распределение РЗЭ в гипербазитах срединно-океанических хребтов вполне объясняется содержаниями их в вулканогенных породах с перераспределением последних в процессе гальмиролиза и гидротермальной переработки с образованием серпентинитов. Повидимому, это касается и поведения урана и тория, которые подвижны в морских условиях в карбонатной форме и в виде гидросокомплексов [Попов и др., 1979].

Таким образом, рассмотренный материал по подводным базальтоидам, Fe-Mg конкрециям и осадкам океана позволяет разрешить многие вопросы, связанные с геохимическими особенностями серпентинитов, и не противоречит модели их гидротермально-метасоматического генезиса. Следует учитывать, что в процессе развития складчатых структур они испытывали интенсивный динамометаморфизм и воздействие более поздних габброидов и гранитоидов. Под их влиянием первичные серпентиниты преобразуются в дунит-перидотитовые парагенезисы, которые затем вновь серпентинизируются, представляя в таком виде тела гипербазитов в разрезах офиолитовых зон. В этом процессе происходит перераспределение микрокомпонентов, породы в целом очищаются от них, как при любом метаморфическом превращении, и в результате на современном эрозионном уровне они представлены в рафинированном виде, характеризуясь очень небольшим спектром редких и рассеянных элементов, содержание которых значительно ниже, чем у других любых пород земной коры.

Предлагаемая модель генезиса гипербазитов с учетом данных экспериментальных исследований по образованию серпентинитов приводит к необходимости тщательной реставрации состава их матрицы и условий гидротермального процесса.

Принимая во внимание известные закономерности связей разных полезных ископаемых с гипербазитами и результаты экспериментов по получению лизардитов и хризотилов, можно утверждать, что хромитовые руды в них будут формироваться при существенно монтмориллонитовой основе серпентинитов, а асбестовые залежи – при каолинитовой. Поскольку чисто монтмориллонитовые или чисто каолинитовые глины в океани-

ческих условиях в зоне современных океанических хребтов практически не встречаются, матрица для серпентинитов, по-видимому, имеет смешанный каолинит-монтмориллонитовый характер. В этом случае в зависимости от количества в смектитах каолинита при прочих благоприятных условиях будут формироваться хромитовые руды с различным содержанием глинозема.

С другой стороны, так как по каолинитам образуется существенно хризотилковый серпентин, который является наиболее благоприятной основой для развития хризотил-асбеста, естественно предположить, что для асбестовых месторождений предпочтительнее будут серпентиниты, возникшие за счет каолинитовой матрицы. В связи с этим становятся понятными и нередко встречающиеся в геологической практике случаи, когда один и тот же массив является одновременно и хромито-, и асбестоносным (например, Нижне-Тагильский и др.).

С наших позиций это объясняется при других благоприятных геологических факторах соотношением в первичном субстрате каолинита и монтмориллонита, которые и играют ведущую роль в формировании того или иного полезного компонента. Важными для познания генезиса гипербазитов и их продуктивности становятся проведение палеовулканологических реконструкций и воссоздание палеогеографических и палеоклиматических обстановок, в которых происходило формирование продуктов смектитовой фации, а также тщательные геохимические исследования состава вмещающих вулканических пород и магматических образований, секущих тела гипербазитов. В частности, для оценки хромитоносности массивов необходимым поисковым приемом становится детальное изучение концентраций хрома во вмещающих вулканогенных образованиях и рвущих их габброидах. То же относится и к определению перспектив этих объектов на платиноиды и золото и т. д. Наряду с этим, учитывая, что в современных океанах наиболее хромитоносными являются конкреции и осадки мелководных зон [Батурин, 1966], можно предполагать, что и в геологическом прошлом этот фактор был определяющим для концентрации хрома в серпентинитах. Напротив, сульфидное оруденение гипербазитов было возможным, по-видимому, тогда, когда гидротермальные системы были более глубоководными, чем в случае с хромитами, и развивались в обстановке сероводородного заражения.

Наконец, для оценки этих событий важно установить, с каким типом вулканической деятельности была связана гидротермальная система и в каких климатических условиях она протекала, ибо эти предпосылки являются решающими для вещественного состава смектитовой фации, солёности и состава морской воды, pH и Eh гидротермальных растворов и др. Все это в конечном счете и будет определять, с одной стороны, вещественный состав первичных серпентинитов, а с другой – их метал-

логению и условия для формирования промышленных концентраций связанных с ними полезных ископаемых.

Итак, развиваемая модель немантийного генезиса альпинотипных гипербазитов предусматривает образование их в земной коре под воздействием на предварительно подготовленный гальмиролизом субстрат по вулканогенно-осадочным породам гидротермальных растворов. Последние связаны с долгоживущими магматическими очагами, развивающимися в структурах рифтогенного типа, которые контролируют магматическую деятельность в подводных условиях. Сами же тела гипербазитов представляют собой участки проявления в складчатых структурах мощного магниевого метасоматоза, протекающего вдоль глубинных разломов и запечатленного в земной коре современных континентов в офиолитовых зонах, а в современных океанах – в осевых частях срединно-океанических хребтов и трансформных разломах. Основанием для такого утверждения являются как результаты исследований из области морской геологии, так и данные анализа геохимической эволюции продуктов геосинклинальных структур, показывающего смену во времени и в пространстве в осадках содержания магния и связанного с этим изменения характера карбонатообразования – от существенного магниевого (доломитообразование) в начальные этапы развития структур до преимущественно известкового – в конечные [Ронов и др., 1966; Ронов, 1980]. Об этом свидетельствуют и прямые данные о широком проявлении вдоль глубинных разломов, контролирующей вулканическую деятельность, продуктов магниевого метасоматоза [Русинов, 1977; Трухин, Шувалов, 1979].

Такая связь по распределению магния в разрезе и времени формирования альпинотипных гипербазитов вряд ли случайна и объясняет, на наш взгляд, почему в развитии складчатых структур они встречаются только однажды и приурочены преимущественно к геосинклиналям фемического профиля. Вместе с тем причины этого пока остаются не совсем ясными. Сейчас можно лишь предположить, что это определяется геодинамическим режимом начальных этапов эволюции глубинных разломов и, по-видимому, обусловлено обстановкой интенсивного растяжения в период заложения геосинклиналей, когда создаются благоприятные условия для высокого теплового потока, формирования малоглубинных магматических очагов, питающих вулканизм, и интенсивной миграции магния. Подвижность его определяется химическими свойствами, а именно: малым радиусом, низким потенциалом ионизации и очень небольшой относительной атомной массой. Среди металлов Mg после Na по массе занимает второе место и является одним из самых легких элементов. Кстати, вероятно, с этими же условиями связано и то обстоятельство, что раннегеосинклинальный вулканизм характеризуется в основном натровым профилем, определяющим, в свою очередь, состав продуктов смектитовой фации.

Обсужденная модель первичного серпентинообразования освещена пока лишь с самых общих позиций и представлена в качестве альтернативы к существующим гипотезам. Она была подготовлена результатами ряда блестящих экспериментальных работ по синтезу серпентинов, выполненных разными авторами за длительный период времени, которые позволяют под другим углом зрения подойти к решению проблемы. Наши эксперименты в этой области уточнили отдельные параметры гидротермального процесса, максимально приблизив его к реальным, что и позволило получить магнезиальные серпентины, аналогичные природным. В работе только намечены направления решения проблемы. Автор отчетливо представляет все могущие возникнуть замечания в адрес предлагаемой гипотезы. Тем не менее есть настоятельная необходимость поделиться со специалистами полученными результатами исследований по образованию серпентинитов и вытекающими из них следствиями, ибо новый взгляд на генезис альпинотипных гипербазитов содержит в себе нестандартные пути в оценке продуктивности этих образований, поисков связанных с ними полезных ископаемых и трактовке отдельных положений петрологии ультраосновных пород. Как показывает весь ход развития науки, именно в направлении нетрадиционных подходов нас ожидают открытия и новые уровни познания, но для достижения цели „...надо отправиться в путь, новые идеи появятся в процессе работы. Иначе мы будем напоминать софиста, который утверждает, что не залезет в воду, пока не научится плавать” [Воспоминание..., 1986].

Предвидя возможные возражения, автор надеется на конструктивное обсуждение модели, которое бы помогло общими усилиями установить истинную причину происхождения таких необычных и в достаточной степени загадочных образований для земной коры, какими являются породы альпинотипных гипербазитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Следует особо отразить те пути дальнейшего исследования в области развития и доказательства положений предложенной гипотезы, которые автору представляются наиболее необходимыми и целесообразными. Они могут быть очерчены следующим образом.

1. Детальное петро- и геохимическое изучение серпентинитов и фазового состава серпентинов с целью выявления в последних реликтов глинистой матрицы и выработки критериев для различия „первичных” и „вторичных” разновидностей серпентинитов.

2. Целенаправленный анализ геохимических особенностей гипербазитов, вмещающих их осадочных и вулканогенных пород и прорывающих их габброидов.

3. Широкое привлечение для изучения осадочных членов офиолитового комплекса литологических исследований, которые позволяют расшифровать палеогеографическую и палеоклиматическую обстановку, в которой происходило становление массивов гипербазитов.

4. Расширение исследований по составу аксессуарных минералов как в самих гипербазитах, так и во вмещающих их породах для решения вопросов парагенетических связей между этими геологическими образованиями.

5. Накопление и анализ материалов по подводной гидротермальной деятельности и установление связей между ее проявлением и процессами серпентинообразования.

6. Проведение экспериментальных работ и математического моделирования образования серпентинов по всей группе смешанно-слоистых минералов в условиях, близких к природным.

7. Анализ металлогенической специализации подводных гидротерм, пространственно связанных в пределах океанических рифтовых зон и трансформных разломов с выходами серпентинитов, с целью установления их влияния на формирование в ультрабазитах полезных ископаемых.

8. Разработка вопросов теории магниевого метасоматоза и его роли в геологических процессах на начальных и ранних этапах развития складчатых структур.

9. В результате комплексных исследований оценка всей суммы геологических, петрологических и геохимических особенностей альпинотипных гипербазитов, тесно связанных с ними метаморфических образований и метасоматитов.

Предлагаемая модель происхождения ультраосновных пород альпинотипных гипербазитов необычна и резко отличается от существующих точек зрения на генезис этих образований. В то же время она не противоречит представлениям о возможном ультраосновном составе верхней мантии (хотя это положение пока не бесспорно) с вытекающими отсюда следствиями о происхождении архейских коматиитов, кимберлитов, включений гипербазитовых парагенезисов минералов в алмазах и в определенной мере для части ультраосновных ксенолитов в базальтах. Однако эти факты на данном этапе не могут отрицать и опровергнуть основные положения рассмотренной гипотезы, ибо, по существу, с ней никак не взаимодействуют и в лучшем случае могут еще раз свидетельствовать о широком развитии в природе вообще и в петрологии в частности явлений конвергенции.

Наряду с этим новый подход к генезису альпинотипных гипербазитов и намеченные пути решения задачи позволят еще глубже заглянуть в природу этих интереснейших и специфических для земной коры образований и пополнить наши знания о становлении литосферы планеты.

Следует отметить, что высказанная в настоящей работе идея о коровом происхождении альпинотипных гипербазитов, что называется, витает в воздухе. Свидетельством тому может служить опубликованная в журнале „Природа” (1989 г., № 1) статья английских исследователей Е. Раттера и К. Броуди „Загадка неглубоких землетрясений” [Rutter, Brode, 1988]. В ней рассматривается проблема деформаций в зоне трансформных разломов серпентинитов, которые в модели авторов образуются в результате гидратации морской водой раздробленного материала базальтового состава и являются причиной неглубоких землетрясений в пределах срединно-океанических хребтов. В дальнейшем под воздействием на серпентиниты динамических нагрузок в них при дегидратации серпентинитов кристаллизуются мелкие зерна оливина, мигрирующие из областей высокого давления к поверхности разлома. Этот процесс исследователями подтвержден экспериментально. Установлено, что он наиболее полно проявляется при температуре 400 °С и сопровождается особенно интенсивными деформациями пород. Короткая и сжатая информация, приведенная в указанной работе, не дает возможности более детально проследить результаты выполненных исследований. Однако и из изложенного следует, насколько тесно взгляды Е. Раттера и К. Броуди примыкают к концепции автора о происхождении альпинотипных гипербазитов, по сути повторяя ее и дополняя лишь фактором стрессовых нагрузок. Сам по себе факт совпадения взглядов разных исследователей на природу того или иного явления представляется довольно красноречивым и может в определенной степени указывать на правильность выбранного нами пути.

Наконец, необходимо подчеркнуть также, что возможность образования альпинотипных серпентинитов с позиций изложенной концепции дает в руки исследователей, занимающихся океанической геологией, новый методологический подход как для изучения подводных объектов, так и для интерпретации получаемой информации. Последнее, в свою очередь, безусловно, позволит обогатить наши представления о природе протекающих процессов на обширной территории океанического пространства и в конечном счете – наши познания в области континентальной геологии.

Автор пользуется случаем и выражает искреннюю и глубокую благодарность И. Ю. Лоскутову и Э. П. Солотчиной, принявшим активное участие в проведении экспериментов, а также Г. В. Полякову, В. А. Соловьеву, В. П. Ковалеву и Б. М. Чикову, обсуждение с которыми существа проблемы и высказанные ими критические замечания способствовали написанию работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абовян С. Б. Мафит-ультрамафитовые комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. — Ереван: ГИН, 1981. — 240 с.
- Агафонов Л. В., Еркушов Ю. А. Связь редкоземельных элементов с химизмом и серпентинизацией гипербазитов // Геохимия редкоземельных элементов в базитах и гипербазитах. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. — С. 86—98.
- Арнаутов Н. В., Глухова Н. М., Яковлева Н. А. Приближенный количественный спектральный анализ природных объектов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. — 103 с.
- Архипова А. М., Нагорхин И. А. Термодинамический анализ процессов образования углеродсодержащих серпентиновых пород в ареале Талнахского интрузива // Геология и полезные ископаемые Норильского района. — Л., 1971. — С. 98—100.
- Баженовское месторождение хризотил-асбеста / Ред. К. К. Золоев, Б. А. Попова. — М.: Недра, 1985. — 240 с.
- Батурин Г. Н. Глубоководные рудные осадки гидротермального генезиса // История Мирового океана. — М.: Наука, 1971. — С. 259—277.
- Батурин Г. Н. Геохимия железо-марганцевых конкреций океана. — М.: Наука, 1986. — 328 с.
- Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Осадочные формации океанов // История Мирового океана. — М.: Наука, 1971. — С. 107—127.
- Большое трещинное Толбачинское извержение. — М.: Наука, 1984. — 637 с.
- Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система $MgO-SiO_2-H_2O$ // Вопросы физикохимии в минералогии и петрологии. — М.: Изд-во иностр. лит., 1950. — С. 23—49.
- Бриндли Г. В. Рентгеновские методы изучения структуры глинистых минералов. — М.: Мир, 1965. — 402 с.
- Васильев Ю. Р., Щербакова М. Я., Истомин В. Е. Генетические типы оливинов ультраосновных пород Сибирской платформы // Геохимия. — 1981. — № 11. — С. 1546—1553.
- Велинский В. В. Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магмообразования // Геология и геофизика. — 1970. — № 1. — С. 10—28.
- Велинский В. В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. — 264 с.
- Велинский В. В. Метаморфогенная природа альпинотипных гипербазитов // Геология и геофизика. — 1986. — № 2. — С. 72—79.
- Велинский В. В. О возможной природе альпинотипных гипербазитов литосферы // Геология и геофизика. — 1987. — № 12. — С. 3—12.
- Велинский В. В. Гидротермальный синтез серпентина и некоторые вопросы происхождения альпинотипных гипербазитов // Петрология гипербазитов и базитов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. — С. 4—20.
- Велинский В. В., Банников О. Л. О гетерогенной природе пород альпинотипных гипербазитов // Вопросы генетической петрологии. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. — С. 40—61.
- Велинский В. В., Банников О. Л. Оливины альпинотипных гипербазитов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. — 103 с.
- Велинский В. В., Банников О. Л., Пальчик Н. А., Хмельникова О. С. Акцессорные минералы в серпентинитах офиолитов // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1991. — Вып. 6. — С. 17—35.

- Велинский В. В., Вартанова Н. С. Геохимическая характеристика офиолитов Алтае-Саянской складчатой области // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. — С. 3—25.
- Велинский В. В., Ковязин С. В., Банников О. Л. Дегидратация серпентина и роль вторичного минералообразования в гипербазитах // Геология и геофизика. — 1983. — № 6. — С. 78—85.
- Велинский В. В., Корнева Т. А., Банников О. Л. Динамика дегидратации серпентина и образование оливина в термическом эксперименте // Геология и геофизика. — 1991. — № 1. — С. 115—120.
- Велинский В. В., Лоскутов И. Ю., Солотчина Э. П. Гидротермальный синтез серпентина в системе каолинит + морская вода // Геология и геофизика. — 1989а. — № 3. — С. 80—88.
- Велинский В. В., Лоскутов И. Ю., Солотчина Э. П. Гидротермальный синтез серпентина в системе монтмориллонит + морская вода // Геология и геофизика. — 1989б. — № 6. — С. 68—74.
- Велинский В. В., Пинус Г. В. Об эволюции химического состава вещества верхней мантии // Проблемы петрологии и генетической минералогии. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1969. — 173 с.
- Велинский В. В., Щербакова М. Я., Васильев Ю. Р. ЭПР как метод для диагностики генетической природы оливинов // Докл. АН СССР. — 1981. — Т. 259, № 1. — С. 183—185.
- Велинский В. В., Щербакова М. Я., Истомин В. Е. и др. Структурная неоднородность оливинов в альпидотипных гипербазитах (по данным ЭПР) // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. — С. 98—103.
- Волченко Ю. А., Нечеухин В. М., Радыгин А. Н., Сандлер Г. А. Новый тип платиноидной минерализации в гипербазитах складчатых областей // Докл. АН СССР. — 1975. — Т. 224, № 1. — С. 182—185.
- Воспоминание об академике А. М. Будкере // Лит. газ. — 1986. — № 50.
- Вукалович М. П. Термодинамические свойства воды и водяного пара. — М.: Машгиз, 1958. — 245 с.
- Вяхирев Н. П., Гогишвили В. Г., Ярошевич В. З. Влияние стехеометрии и структурного состояния исходных материалов на фазовый состав и раскристаллизованность продуктов гидротермального синтеза // Кристаллохимия и структурные особенности минералов. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1976. — С. 49—53.
- Галимов Э. М., Шаббаева И. Ю. Изотопный состав углерода CH_4 и CO_2 в осадочных отложениях Гватемальского желоба (84 экспедиция проекта глубинного бурения) // Геохимия. — 1985. — № 6. — С. 850—857.
- Гончаренко А. И. Деформации и петроструктурная эволюция альпидотипных гипербазитов. — Томск: Изд-во Том. ун-та, 1989. — 400 с.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии. — М.: Мир, 1968. — С. 132—227.
- Демина Л. Л., Чопоров Д. Я. Применение метода плазменной спектрометрии для изучения гидротерм океана // Докл. АН СССР. — 1986. — Т. 287, № 5. — С. 1201—1204.
- Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. — 429 с.
- Додин Д. А. Океаниты и хризотил-асбестовые проявления в бассейне верхнего течения р. Сухого Валька // Информационный сборник Института геологии Арктики. — Л., 1962. — Вып. 29. — С. 39—54.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. — М.: Мир, 1966. — Т. 3. — 317 с.
- Егоян В. И., Хаин В. Е. Роль и место ультраосновных интрузий в развитии земной коры // Докл. АН СССР. Нов. сер. — 1953. — Т. ХС1, № 4. — С. 919—922.
- Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его геологическое значение // Вулканизм и геохимия его продуктов. — М.: Наука, 1967. — С. 19—27.

- Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. — М.: Наука, 1972. — 125 с.
- Золоев К. К., Глебова З. М., Медведева Т. Н., Шмаина М. Я. Новые данные о процессе оливинизации и серпентинизации в гипербазитах Каменнодольского массива (Южный Урал) // Геологические, метаморфические комплексы. — Свердловск, 1983. — С. 60—77.
- Колман Р. Г. Офиолиты. — М.: Мир, 1979. — 261 с.
- Корыткова Э. Н., Черкашин В. И., Дриц В. А. Фазовые преобразования серпентиновых минералов в гидротермальных условиях // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1986. — № 2. — С. 80—93.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Проблема эпигенеза // Эпигенез и его минеральные индикаторы. — М.: Наука, 1971. — Вып. 221. — 170 с.
- Котельникова Е. Н., Котов Н. В., Франк-Каменецкий В. А. О структурных преобразованиях в ряду минералов группы каолинита — 7 Å (Al, Mg) — серпентины — диоктаэдрические К-слюды в гидротермальных условиях // Кристаллохимия и структурные особенности минералов. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1976. — С. 24—33.
- Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. — 199 с.
- Куковский Е. Г. Особенности строения и физико-химические свойства глинистых минералов. — Киев: ГИН АН УССР, 1966. — 131 с.
- Курносое В. Б. Вторичные преобразования базальтов верхней части коры океанов // Минералогические преобразования пород океанической коры. — М.: Наука, 1984. — С. 14—19.
- Курносое В. Б. Гидротермальное изменение океанических базальтов и его роль в рудо- и осадкообразовании: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. — М., 1986. — 42 с.
- Курносое В. Б., Холодкевич И. В., Копорина Л. П., Котов Н. В. Гидротермальное влияние магматического фундамента на формирование осадков в океане // Обстановка осадконакопления и их эволюция. — М.: Наука, 1984. — 253 с.
- Лисицын А. П. Глобальные пояса лавинной седиментации // Обстановки осадконакопления и их эволюция. — М.: Наука, 1984. — С. 4—35.
- Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие. — Л.; М.: ОНТИ СССР, 1936. — 817 с.
- Механизм интрузии магмы. — М.: Мир, 1972. — 316 с.
- Минеральные преобразования пород океанического субстрата. — М.: Наука, 1981 — 182 с.
- Минеральные преобразования пород океанической коры. — М.: Наука, 1984. — 167 с.
- Морковкина В. Ф. Находки реликтов „субсерпентинита” в альпинотипных гипербазитах и его петрогенетическое значение // Сов. геология. — 1971. — № 9. — С. 30—44.
- Москалева С. В. О структурном положении гипербазитовой формации Урала // Сов. геология. — 1962. — № 12. — С. 57—69.
- Москалева С. В. О гипербазитовых поясах и зонах глубинных разломов (на примере Урала) // Глубинные разломы. — М.: Недра, 1964. — С. 123—134.
- Нестерчук Н. И., Макарова Т. А., Федосеева А. Д. Гидротермальный синтез хризотила // Зап. ВМО. — 1966. — Вып. 1, ч. 195. — С. 75—79.
- Неручев С. Г., Бекетов В. М., Игнатьева И. Г. Геохимические и палеонтологические особенности осадков, обогащенных сапропелевыми органическим веществом // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. — М.: АН СССР, 1980. — С. 283—286.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. — 1969. — № 4. — С. 5—23.
- Пинус Г. В., Агафонов Л. В., Леснов Ф. П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. — М.: Наука, 1984. — 200 с.

- Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П. и др. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. — 320 с.
- Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов. — М.: Наука, 1985. — 230 с.
- Покровский Б. Г., Чашухин И. С. Изотопный состав O_2 и H_2 в серпентинитах Среднего Урала // Докл. АН СССР. — 1982. — Т. 267, № 6. — С. 1461—1464.
- Попов Н. Н., Федотов К. Н., Орлов В. М. Морская вода. — М.: Наука, 1979. — 327 с.
- Ратеев М. А. Современные представления о закономерностях размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана // История Мирового океана. — М.: Наука, 1971. — С. 220—236.
- Рингвуд А. Э. Состав и эволюция верхней мантии // Земная кора и верхняя мантия. — М.: Мир, 1972. — С. 7—27.
- Розанова Т. В. Осадки рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана // История Мирового океана. — М.: Наука, 1971. — С. 174—194.
- Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. — М.: Мир, 1986. — 160 с.
- Ронов А. Б. Геохимия важнейших зон осадочной оболочки континентов // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и протерозойского возраста. — М.: АН СССР, 1980. — С. 125—140.
- Ронов А. Б., Гирич Ю. П., Казаков Г. А., Илюхин М. Н. Осадочная дифференциация в платформенных и геосинклинальных бассейнах // Геохимия. — 1966. — № 7. — С. 763—776.
- Рудич Е. М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. — М.: Недра, 1984. — 250 с.
- Русинов В. Л. Процессы железо-магниевого и калиевого метасоматизма в вулканогенных поясах на Востоке СССР // Докл. АН СССР. — 1977. — Т. 236, № 2. — С. 431—435.
- Рюмин А. А., Франк-Каменецкий В. А., Шитов В. А., Котов Н. В. Рентгеновское исследование Co -, Ni -, Fe - и Zn -серпентинообразных фаз, синтезированных в гидротермальных условиях // Рентгенография минерального сырья. — М.: Недра, 1977. — Сб. 11. — С. 58—61.
- Сатиан М. А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. — Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1984. — 195 с.
- Силантьев С. А. Метаморфические породы дна Атлантического океана. — М.: Наука, 1984. — 103 с.
- Соколова М. Ф. Синтез серпентиновых минералов при повышенных температурах и давлениях // Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. — М.: Наука, 1975. — С. 154—161.
- Слуцкий А. Б., Хитаров Н. И., Ходырев О. Ю. Устойчивость серпентина и талька в системе $MgO-SiO_2-H_2O$ при высоких давлениях (по данным термографического анализа) // Геохимия. — 1984. — № 3. — С. 314—324.
- Смирнова Е. П., Щербаковский Е. Я., Малышева Т. В. Состав оливинов из углистых хондритов, термически метаморфизованных в лабораторных условиях // Геохимия. — 1985. — № 2. — С. 142—151.
- Трухин Ю. П., Шувалов Р. А. Современный гидротермальный процесс в эволюции магматизма. — М.: Наука, 1979. — 135 с.
- Успенский Н. М. О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала / Тр. ВСЕГЕИ // Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. — М.: Госгеолтехиздат, 1952. — С. 34—78.
- Уханов А. В., Девириц А. Л., Лагутина Е. П., Гриненко В. А. Водородное дыхание недр: струи изотопно-аномального водорода на Кемпирсайском ультрабазитовом массиве // Геохимия магматических пород: X семинар АН СССР. — М.: ГЕОХИ, 1984. — С. 196—197.
- Флюидный режим земной коры и верхней мантии. — М.: Наука, 1977. — 213 с.
- Фоминих В. Г., Хвостова В. П. О платиноносности дунитов Урала // Докл. АН СССР. — 1970. — Т. 191, № 2. — С. 443—445.

- Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. Кристаллохимия трансформационных превращений глинистых минералов // Зап. ВМО. — 1973. — Вып. 2, ч. 102. — С. 129–142.
- Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. Трансформационные преобразование слоистых силикатов при повышенных *PT*-параметрах. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1983. — 151 с.
- Халепп Л. В., Бурд Г. И. Температура образования серпентиновых минералов // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1984. — № 8. — С. 125–129.
- Чекин С. С., Самогоин Н. Д., Финько В. И. Спирально-цилиндрическое строение и рост кристаллов галлуазита // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1976. — № 6. — С. 111–124.
- Шитов В. А., Гойло Э. В., Котов Н. В. Структурно-морфологические особенности трансформации каолиновых минералов в серпентины и слюды // Кристаллохимия и структурные особенности минералов. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1976. — С. 61–71.
- Шитов В. А., Котов Н. В., Нгуен Тат Чам. Структурная преемственность при преобразовании минералов группы каолинита в серпентины под давлением // Докл. АН СССР. — 1974. — Т. 216, № 3. — С. 633–636.
- Юдин М. И. Дуниты хр. Борус и их происхождение // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1959. — № 2. — С. 59–77.
- Юдин М. И. Оливиновые роговики хр. Кантегир (Зап. Саян) // Изв. ТПИ. — 1961. — Т. 120. — С. 59–77.
- Avias J. Note préliminaire sur quelques observation et interpretation nouvelles concernant les péridotites et serpentines de Nouvelle Calédonie (Secteur central) // Bull. Soc. geol. de France. — 1949. — Ser. 5. — Т. XIX, N 4–6. — P. 439–451.
- Ball M. C., Taylor H. F. W. The degidration of chrysotile in air and under hydrothermal conditions // J. Miner. Mag. — 1963. — Vol. 33. — P. 467–482.
- Bischoff I. U., Dickson F. W. Seawater-basalt interaction an 200 °C and 500 bar: implication for sea floor heavymetal deposits and regulation of seawater chemistry // Earth and Planet. Sci. Lett. — 1975. — Vol. 25. — P. 385–398.
- Bonatti E., Lawrence J. R., Morand N. Serpentinization of oceanic peridotites: temperature dependence of mineralogy and boron content // Earth and Planet. Sci. Lett. — 1984. — Vol. 70, N 1. — P. 88–93.
- Brindly G. W., Hayami R. Kinetics and mechanisms of degidration and recrystallisation of serpentine // Clays and Clay miner. — 1964. — Vol. 12. — P. 35–54.
- Brindly G. W., Zussman J. Structure study of the thermal transformation of serpentine minerals to forsterite // Amer. Mineral. — 1957. — Vol. 42. — P. 461–474.
- Carpenter J. R., Phyfer D. W. Olivine composition from southern Appalachion Ultramafics // Southeast. Geol. — 1975. — Vol. 16, N 3. — P. 169–172.
- Damm K. L., Edmond J. M., Grant B., Measures C. J. Chemistry of submarine hydrothermal solutions at 21°N East Pacific Rise // Geochim. et Cosmochim. Acta. — 1985. — Vol. 49, N 11. — P. 2197–2220.
- Douglas G. Eh-ph diagrams for the rare elements at 25 °C and one bar pressure // Geochem. J. — 1983. — Vol. 17, N 5. — P. 223–229.
- Green D. H., Ringwood A. Mineral assemblage in model mantle composition // J. Geophys. Res. — 1963. — Vol. 68, N 3. — P. 937–946.
- Hajash A., Chandler G. W. An experimental investigation of high-temperature interaction between seawater and rhyolite, andesite, basalt and peridotite // Contribs Mineral. and Petrol. — 1981. — Vol. 78, N 3. — P. 240–254.
- Hess H. H. History of ocean basins // Petrol. Studies, a volume to honor of A. F. Buddington. — 1962. — P. 599–620.
- Jolicoeur C., Dushesne D. Infrared and thermogravimetric studies of the thermal degidration of chrysotile asbestos fiber: evidence for matrix effects // Can. J. Chem. — 1981. — Vol. 59. — P. 1521–1526.
- Matza S. D., Lipshutz M. E. Thermal metamorphism of primitive meteorites. VII. Mineralogy-petrology of heated Murchison (C2) and alteration of C30 and other chondrites // Geochim. et Cosmochim. Acta. — 1978. — Vol. 42, N 11. — P. 1655.
- McSween Jr. H. Y. Carbonaceous chondrites of the Oman type: a metamorphic sequence // Geochim. and Cosmochim. Acta. — 1977. — Vol. 41, N 4. — P. 477–492.

- Muchlenbachs K., Clayton R. N.* Oxygen isotope geochemistry of submarine greenstones // *Can. J. Earth Sci.* — 1972. — Vol. 9, N 3. — P. 471–478.
- Naoya I., Royhei O., Sakiro H., Nobuo J., Shigeru S.* Serpentine associated with hydrothermal dolomite-rock at Waka Senmin mine, Iwate Prefecture // *J. Jap. Ass. Mineral. Petrol. and Econ. Geol.* — 1976. — Vol. 71, N 11. — P. 389–359.
- Naumen A. W., Drescher W. H.* The influence of sample texture on chrysolite degidration // *Amer. Mineral.* — 1966. — Vol. 51. — P. 1200–1211.
- Nelson W., Roy R.* Synthesis of chlorites and their structural and chemical constitution // *Amer. Mineral.* — 1958. — Vol. 43, N 7, 8. — P. 707–725.
- Ottonellot C., Piccardo G. B., Ernst W. G.* Petrogenesis of some Ligurian peridotites-rare earth elements chemistry // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* — 1979. — Vol. 43, N 8. — P. 1273–1284.
- Reed M. H.* Seawater-Basalt reaction and the origin of greenstones and related are deposits // *Econ. Geol.* — 1983. — Vol. 79, N 3. — P. 466–485.
- Roy D. M., Roy I. R.* En experimental study of the formation and properties of synthetic serpentinites and related layer silicate minerals // *Amer. Mineral.* — 1954. — Vol. 39, N 12. — P. 957–974.
- Rutter E., Brode K.* Ocean plates cannot cope with the pressure // *New Sci.* — 1988. — Vol. 119, N 620. — P. 35.
- Seifried W. E., Bischoff I. L.* Low temperature basalt alteration by seawater. An experimental study at 70 °C and 150 °C // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* — 1979. — Vol. 43. — P. 1937–1949.
- Schmitz W., Singer A., Bacher H., Stoffers P.* Hydrothermal serpentine in a Hess deep sediment core // *Mar. Geol.* — 1986. — Vol. 46, N 1/2. — P. 17–26.
- Scott M. R., Scott R. B., Morse J. W. et al.* Metal-enriched sediment from TAG hydrothermal field // *Nature.* — 1978. — Vol. 276. — P. 811–813.
- Yoshiro S., Yoshiro K.* Reactions between natural serpentinite and quartz under hydrothermal conditions. On synthesis of diopside fiber under hydrothermal conditions // *Miner. J.* — 1985. — Vol. 12, N 2. — P. 47–63.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора	3
Общие вопросы генезиса альпинотипных гипербазитов	5
Экспериментальные работы по синтезу серпентинов	22
Гидротермально-метасоматическая концепция генезиса альпинотипных гипербазитов и ее интерпретация	46
Заключение	59
Список литературы	62

Научное издание

Велинский Вадим Викторович

КОНЦЕПЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ
АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

Редактор издательства *С. А. Садко*
Художественный редактор *Л. В. Матвеева*
Художник *М. А. Пискун*
Технический редактор *Н. М. Остроумова*

ИБ № 42911

Сдано в набор 19.12.91. Подписано в печать 21.01.92. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная. Гарнитура тиде. Офсетная печать. Усл. печ. л. 4,5. Усл. кр.-отт. 4,8. Уч.-изд. л. 5,2. Тираж 300 экз. Заказ № 1082.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство „Наука“, Сибирское отделение.
630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

4-я типография издательства „Наука“. 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

**В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ
ИЗДАТЕЛЬСТВА „НАУКА”**

**в 1992 г. готовятся к печати
следующие книги:**

Смирнова Е. В., Кузнецова А. И., Чумакова Н. Л. Атомно-эмиссионный анализ в геохимии. – 20 л.

В монографии изложены вопросы теории атомно-эмиссионного анализа и его применения в геологии и геохимии. Приведены результаты исследований процессов в канале дугового электрода при испарении элементов различной летучести и разработанные на их основе приемы снижения матричных эффектов и повышения точности анализа. Детально рассмотрены два эффективных источника возбуждения спектра при анализе порошковых проб: дуга, стабилизированная потоком воздуха, и дуговой двухструйный плазмотрон.

Для геологов, геохимиков, специалистов в области охраны окружающей среды.

Занин Ю. Н. Петрография фосфоритов. – 20 л.

В книге рассмотрены химико-минералогические и морфологические (текстурно-структурные) особенности фосфоритов различного генезиса, морских и гипергенных. Дан генетический анализ парагенезов минералов осадочных фосфатсодержащих пород. Показано геохронологическое распределение основных минералов фосфатсодержащих пород и главнейших морфологических типов фосфоритов.

Для специалистов, занимающихся изучением фосфоритов, и широкого круга литологов, интересующихся вопросами петрографии и состава осадочных пород.

ВНИМАНИЮ ЗАКАЗЧИКОВ!

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресам: 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2, магазин „Книга – почтой” Центральной конторы „Академкнига”; 252208 Киев, ул. Правды, 80-а, магазин „Книга – почтой”; 197345 Санкт-Петербург, Петрозаводская ул., 7, магазин „Книга – почтой” Северо-Западной конторы „Академкнига”.

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 („Книга – почтой”);
- 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51 („Книга – почтой”);
- 232600 Вильнюс, ул. Коммунистическая, 4 („Книга – почтой”);
- 690088 Владивосток, Океанский проспект, 140 („Книга – почтой”);
- 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 („Книга – почтой”);
- 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 („Книга – почтой”);
- 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31;
- 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 („Книга – почтой”);
- 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 („Книга – почтой”);
- 252030 Киев, ул. Ленина, 42;
- 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79;
- 252025 Киев, ул. Осипова, 17;
- 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 („Книга – почтой”);
- 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1 („Книга – почтой”);
- 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84;
- 443002 Самара, пр-т Ленина, 2 („Книга – почтой”);
- 191104 Санкт-Петербург, Литейный пр-т, 57;
- 190164 Санкт-Петербург, Таможенный пер., 2;
- 194064 Санкт-Петербург, Тихорецкий пр-т, 4;

- 220012 Минск, Ленинградский пр-т, 72 („Книга - почтой”);
- 103009 Москва, ул. Тверская, 19а;
- 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
- 630099 Новосибирск, Красный пр-т, 51;
- 630090 Новосибирск, Морской проспект, 22 („Книга – почтой”);
- 142284 Протвино Московской обл., ул. Победы, 8;
- 142292 Пущино Московской обл., МР „В”, 1 („Книга – почтой”);
- 620151 Екатеринбург, ул. Мамина-Сибиряка, 137 („Книга – почтой”);
- 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1;
- 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
- 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43;
- 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 („Книга – почтой”);
- 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
- 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 („Книга – почтой”);
- 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49;
- 720001 Бишкек, бульвар Дзержинского, 42 („Книга – почтой”);
- 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 („Книга – почтой”).