

Б. А. Блюман

Глобальные события в геологии

(понемногу о многом)



Санкт-Петербург

2020

Б. А. Блюман

Глобальные события в геологии

(понемногу о многом)

Санкт-Петербург

2020

УДК [551.14/.16+551.2+550.311]:551.7
ББК 26.3
Б71

Блюман, Б. А.

Глобальные события в геологии (понемногу о многом) [Электронный ресурс] / Б. А. Блюман. – Электрон. данные. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2020. – 26.4 Мб. – Систем. требования: ПК; Windows; Acrobat Reader от 10.0. – Загл. с экрана.

Издание является собранием серии авторских статей, каждая по отдельности – системное представление какого-либо из глобальных процессов: петрологических, геодинамических, изотопно-геохимических, минерагенических, историко-геологических. Автором использован метод представления монографической работы в виде серии статей, каждая из которых – завершённое исследование, отражающее системное рассмотрение отдельных глобальных событий. В совокупности эти статьи ориентированы на отображение событий закономерно ассоциированных друг с другом и отражающих естественно-историческую направленность эволюции глобальных процессов. Особое внимание уделено раннедокембрийским событиям, задающим определённый характер последокембрийским. В целом работа задумана как сборник рассказов и может использоваться заинтересованным читателем по отдельности и в любой удобной для него последовательности.

Работа представлена в авторской редакции

*Автор считает своим долгом выразить благодарность
доктору Виктору Павловичу Горелову (МСЧ 122)
за предоставленную возможность жить и работать*

© Блюман Б. А., 2020

Содержание

Предисловие	5
Геологическое время и радиологическое датирование	21
Неоднородность Земли: внутреннее и внешнее ядра; ядро – нижняя мантия; переходная зона нижняя – верхняя мантия	30
О неоднородности и двух типах современной земной литосферы	60
Гетерогенность и гетерохронность литосферной мантии океанов	79
Неравновесное, необратимое и нелинейное историко-геологическое развитие Земли	97
О некоторых близко одновременных глобальных событиях мезозоя в истории развития океанов и континентов	114
Ранняя история Земли.....	134
Интракратонные впадины, биогенез и рудогенез	165
Эволюция событий истории Земли: от гадея до кембрия	186
Изотопно-геохимические характеристики неоднородностей литосферы	208
Редкоземельные элементы (РЗЭ) в коматиитах, перидотитах и базальтах континентов и океанов: возможные геодинамические следствия	215
Офиолиты.....	232
Концепция плюмов: состояние и альтернативы	262
Логика научного познания К. Поппера (фальсифицируемость и концептуальная тюрьма).....	281

ПРЕДИСЛОВИЕ

Известное оправдание появления на свет этой работы, ориентированной, по мнению автора, предпочтительно на любознательных коллег и в особенности на коллег младшего и среднего возраста, более чем преклонный (85 лет) возраст автора. В эти годы приходит отчетливое понимание того, что сказано в Книге Екклесиаста главе 3: *«Все́му свое время, и время всякой вещи под небом: время рождаться, и время умирать; время насаждать, и время вырывать посаженное; время убивать, и время врачевать; время разрушать, и время строить; время плакать, и время смеяться; время сетовать, и время плясать; время разбрасывать камни, и время собирать камни; время обнимать, и время уклоняться от объятий; время искать, и время терять; время сберегать, и время бросать; время раздирать, и время сшивать; время молчать, и время говорить; время любить и время ненавидеть; время войне, и время миру»*. Разбрасывание «камней» и многое другое заняло у автора весьма продолжительный промежуток времени, начиная от производственных практик во ВСЕГЕИ во время обучения в Ленинградском горном институте по специальности «геологическая съемка и поиски месторождений полезных ископаемых» в группе ГСПС-52-1. И сегодня с удовольствием вспоминаю длинные полевые сезоны в партиях ВСЕГЕИ: в Казахстане (1954, Г. Л. Добрецов), на Тянь-Шане (1955, А. Е. Довжиков) и Забайкалье (1956, И. Н. Тихомиров). Эти практики оставили у меня неизгладимые ощущения от природных красот, дополненные истинно «геолкомовским-всегеишным» стилем и манерами организации и проведения полевых работ. В дальнейшем опыт, полученный в процессе этих практик, во многом оказался весьма и весьма полезным уже в условиях производственных работ. После окончания Ленинградского горного института в 1957 г. последовали шесть лет работы на геологической съемке 1 : 200 000 и 1 : 50 000 в Центральной геологосъемочной экспедиции Западно-Сибирского геологического управления. Об этих годах работы и о геологах, с которыми мне посчастливилось работать, с нежностью вспоминаю и сегодня. Далее с 1962 г. и поныне работаю в отделе петрологии ВСЕГЕИ, где и защитил вначале кандидатскую (1969 г.), а затем и докторскую (1992 г.) диссертации. С годами приходит отчетливое понимание сущности прошедшего и настоящего времен и событий, которые укладывались в это время, располагаясь по неизбежной стреле времени (об этом еще не раз далее), общей для всех субъектов и живой и не живой природы. Важно отметить, что за многие прошедшие годы и сегодня автор не испытывал и не испытывает необходимости и желания использовать в работе базовые и частные положения тектоники плит. Тем не менее, как

и немногие, сохранившиеся от прошлого века коллеги, считаю, что эта концепция (конечно, не теория) явилась причиной немалого количества теоретических и в особенности практических несовершенств и принятия решений в различных областях современной геологии. Имею право говорить об этом в силу того обстоятельства, что более чем десятилетие систематически переводил и публиковал в виде отдельных монографий (2011, 2013, 2015) и в электронной форме на сайте ВСЕГЕИ (2017, 2018, 2020) сведения о материалах международных программ глубоководного бурения в Мировом океане. И эти материалы, на мой взгляд, не привели меня к пониманию и принятию базовых положений тектоники плит, а наоборот систематически убеждали в несовершенстве этих положений и соответственно их неприменимости в различных областях научной и практической работе геологов. Все это предстоит самостоятельно оценить коллегам – читателям этой работы. Теперь следует им же представить построение работы, рассчитанной, как уже отмечалось, преимущественно на геологов нового времени, тогда как автор относит себя к тем геологам, научная и практическая деятельность которых проходила преимущественно в прошлом и только отчасти в начале нового века.

Следует также отметить, что построение этой работы представляло изначально значительные сложности оттого, что материалы, в нее входящие, разнообразны по тематике, а сама работа охватывает различные разделы геологии, петрологии, металлогении, геохимии изотопов, геофизики, глубинного строения. В конечном счете в подготавливаемой публикации «понемногу о многом» рассматриваются вопросы о том, насколько сопоставимы, не противоречивы приведенные материалы и их концептуально независимая трактовка на глобальном, временном и структурно-вещественном уровнях. Последовательность ознакомления потенциального пользователя с работой зависит от его (пользователя) избирательного интереса к определенным главам и, по мнению автора работы, не следует читать ее «подряд».

Пожалуй, наиболее предпочтительным и знаковым из положений, рассматриваемых в работе, является вопрос совместимости времени – геологического событийного времени и времени – результата радиологического датирования. Что касается последнего, то итогом его массового применения в геологии стало использование датировок только в качестве итоговой цифры количества – миллионы, миллиарды, тысячи лет. При этом большинство геологов использует, воспринимает исключительно величину – цифру – количество полученных при датировании лет и не всегда, вернее всегда, не задумывается о тех событиях, которые уложились в эту цифру от начала отсчета – включения изотопных часов – до их окончательного или не окончательного выключения. Не

очень люблю аналогии, но здесь в какой то мере аналогия уместна. Использование исключительно «цифры» радиологического возраста подобно лишь использованию возраста человека из его паспортных данных без интереса к разнообразным событиям его жизни до датированного возраста. Многие из нас, используя величину цифры датирования, не всегда представляют протяженность – длительность сотен, тысяч, миллионов, миллиардов лет. Для нас – бабочек-однодневок, для которых доступная пониманию величина десятков лет, переполненных разными событиями и в нашей жизни и в мире, по-моему, просто исключает разумное представление о длительности сотен тысяч, миллионов и миллиардов лет и практически исключает рациональное понимание того, что могло произойти за это время и какова продолжительность отдельных событий. Но вернемся к рассмотрению содержательного понимания соотношений событийных геологического и радиологического времени. Очень важно при этом определиться с изначальным пониманием термина «событие».

«Событие – событность кого с кем, чего с чем, пребывание вместе и в одно время; событность происшествий, совместность, по времени, современность. Событные происшествия, современные, в одно время случившиеся» (В. И. Даль. Толковый словарь живого великорусского языка).

Принципиально важным для решения поставленных задач является понимание «события» как такового. Именно с этой целью приведено определение слова «событие» из толкового словаря русского языка В. И. Даля, в котором ключевым является «событность происшествий, совместность, по времени». В таком ключе автор и предполагал изложение содержательных глобальных событий в истории развития Земли, рассматривая, в частности, совместность, «событность» во времени геологических и металлогенических событий. Истины ради нужно отметить, что введение автор дописывал уже после того, как работа была практически закончена. Это произошло в силу того обстоятельства, что, начиная ее (работу), автор не был до конца уверен в положительном результате затеянного и не предполагал, какой будет итог. Только сейчас стало понятно, насколько трудны поставленные задачи и корректны цели исследования, сформулированные еще до начала работы. Но тем не менее поставленные задачи отчасти были, как кажется автору, выполнены, а о корректности решения их (задач), конечно, судить коллегам.

Здесь вполне правомерно привести замечание, касающееся представительности используемого в работе геологического материала. Дело в том, что древнейшие

в истории Земли геологические образования доступны для изучения только в пределах сравнительно ограниченных по площади щитов континентов и в значительной части скрыты под «покровом» платформ и складчато-надвиговых областей, и можно предположить (см. далее), что и в основании Мирового океана. Тем не менее материал по древнейшим комплексам континентов позволяет с известной долей условности использовать его для анализа эволюции событий в ранней истории Земли. Иначе говоря, совокупно проявленные геологические и металлогенические события ранней истории Земли и по времени, и по месту распространены неравномерно по поверхности Земли, или, говоря современным геологическим языком, по территориям современных кратонов. С другой стороны, эволюционная сущность направленного развития событий в ранней истории Земли заключается в том, что последующие по времени структуры – по сути структурно-вещественные комплексы – в определенной мере наследуют особенности состава и строения предыдущих структур, независимо от места и времени их размещения. Одновременно с этим выявляется и несходство определенных особенностей состава и строения, а также металлогенических особенностей последовательно формирующихся структур. Важна и другая, сегодня не всегда учитываемая особенность становления таких структур в истории ранней Земли: их становление происходит в условиях существования высоконагретой и пластичной протокоры, выступающей и на поздней стадии аккреции, и в гадее в роли базальтового основания (базальтового океана), активно взаимодействующего с протоатмосферой еще до времени заложения первых осадочных бассейнов. В этот промежуток времени протокора основания участвует в активном взаимодействии как с высоконагретым основанием, так и с насыщенной газами и водными парами протоатмосферой. Эти характеристики протокоры основания (высоконагретость и пластичность), как и характеристики протоатмосферы, унаследованы от начальной стадии – формирования мафической протокоры. Другой принципиально важной целью задуманного анализа была задача оценить, насколько первые и последующие супракрустальные прогибы (бассейны) могли и в начале этой стадии, и в ее конце соответствовать современным геодинамическим обстановкам существования какого-либо из современных океанов, и определить корректность использования тектоники плит применительно к этим супракрустальным бассейнам. Вначале следует определить временные интервалы, к которым могут быть отнесены прогибы, составляющие сущность ранней стадии развития Земли. В соответствии с Международной шкалой геологического времени (2003), эта стадия охватывает промежуток времени от 3,6 млрд лет (первый в истории развития Земли супракрустальный бассейн Исуа Западной Гренландии) – палеоархей и далее без перерыва до границы мезо-неопротерозоя –

0.9 млрд лет, начиная с которого в различных участках поверхности Земли появляются обширные осадочные бассейны, соответствующие чехлам древних платформ, или бассейны, впоследствии превращающиеся в складчато-надвиговые пояса, рассмотрение которых не входило в задачу автора в силу одного, но важного обстоятельства. Другой принципиально важной особенностью задуманной работы было желание (по возможности) использовать работы, авторы которых, по образному выражению В. Гамильтона (W. V. Hamilton, 2007), не принадлежат к «модельно-зависимым» (англ. model-dependent) – т. е. не ориентированным безальтернативно в своих построениях на какую-либо из существующих геодинамических моделей. Модельная зависимость – предпочтительное, безальтернативное принятие базовых положений тектоники плит – массовое явление в современной и зарубежной и отечественной геологии.

Предварить работу автору представляется вполне уместным здесь вступительным словом академика РАН Б. С. Соколова (без купюр), приведенным в сборнике статей «Эволюция геологических процессов в истории Земли», опубликованном в 1993 г. и посвященном 80-летию академика РАН А. Л. Яншина (М.: Наука, 1993. 240 с.).

Б. С. Соколов: «Волею стечения обстоятельств и по просьбе Александра Леонидовича Яншина, я оказался в роли открывающего программу такого знаменательного совещания. За председательский стол я попал вдруг и у меня, естественно, нет ни малейшего основания думать, что те несколько слов, которые я должен сказать, вы примете за подобающее событию “Вступительное слово”. Поставленная проблема огромна и неисчерпаема. И вероятно, нет ни одного размышляющего геолога и вообще естествоиспытателя, посвятившего себя наукам о Земле и жизни, которого бы она не волновала. Так было и так будет. Приходилось, однако, не раз слышать, что проблема не нова и тривиальна. Она действительно такова, но лишь для тех, кто тривиально мыслит, для кого гераклитовское “все течет” является успокоительным и достаточным объяснением природы окружающего нас физического мира, его статической картины. Но в том-то и дело, что беспокойный ум исследователя ищет совсем иного ответа: он хочет знать ход этого течения, отношения противоречивых процессов бесконечного геологического прошлого, все его катаклизмы, кризисы, выходы из них – словом, содержательную сторону процесса, породившего феноменальное разнообразие в живой и мертвой природе. Привычно все это мы именуем эволюцией. Что же такое эволюция геологических процессов в истории Земли, откуда пришло столь часто употребляемое нами, геологами, понятие “эволюция”, что мы в него вкладываем? Понятие “эволюция” (и в природе, и в обществе) уже давно стало общефилософским. С ним неразрывно связаны наши представления о развитии, течении природных процессов, их изменениях,

движении, развертывании меняющейся картины мира. Но конкретно в науки о Земле оно пришло из биологии и заняло в них фундаментальное положение. Более того, войдя в геологический обиход, понятие эволюции сделало более емкими и представления самой биологической эволюции, оно в первую очередь создало наиболее прочную основу интегрирования геологии и биологии, т. е. наук о Земле и жизни вообще. Строго говоря, несмотря на впечатляющие успехи молекулярной генетики и физико-химической петрологии, строящиеся здания теоретической биологии и теоретической геологии все еще находятся “в лесах”, и, быть может, только концепция эволюции (а лучше сказать – коэволюции) составляет ядро их оснований.

Эволюция, в каком бы масштабе микро- и макромира ее ни воспринимать, немислима без стрелы (координаты) времени. Последнее, как геологическое время, определимо по своей протяженности и членимо (от миллиардов до тысяч и даже сотен лет) только в геологии, благодаря методам изотопной хронометрии. Прямым или корреляционным способом к этой стреле времени могут быть привязаны любые физические или биологические (палеонтологические) феномены геологического прошлого. Они могут быть реконструированы в определенные последовательности, объяснены как иерархические или ритмические целостности, доказательно представлены как геологические неоднородности или биологическое разнообразие в рамках геологической одновременности. В этом и заключается фундаментальное значение геологии для всего естествознания. Историзм геологии – сердцевина этой науки, и любые геодинамические концепции, претендующие на теоретическое значение, или прогностические поисковые модели (металлогенические, углеводородных циклов и т. п.) должны быть, прежде всего, согласованы с этой главной, контролирующей особенностью геологии. Носители датировок геологического времени и палеонтологическая летопись, значение неполноты которой Ч. Дарвин так резко преувеличил, уже давно позволили создать определенный порядок в видимом хаосе геологических документов, хотя перед детализацией этого порядка нет никаких пределов. Этот порядок имеет опорное значение во всех реконструкциях эволюции геологических процессов. Только достижение его современного уровня позволило приступить к реализации таких мировых предприятий, как “Международная программа геологической корреляции”, программа “Литосфера” и программа “Глобальные изменения”, с особым вниманием к новейшим геологическим событиям.

Но каким же в целом представляется эволюционный процесс? Судя по остроте вспыхивающих дискуссий, на этот вопрос нет однозначного ответа; и возможно, геологи образуют сейчас ту группу исследователей, которая не очень разделяет полярные

страсти биологов. Восприняв из биологии и необратимость эволюционного процесса, и неравномерность темпов эволюции, и направленность эволюционного процесса вообще, геологи и палеонтологи внесли свой особый вклад в понимание пространственно-временных аспектов эволюции на протяжении почти 4 млрд лет земной истории, что не всегда в должной мере оценивалось и оценивается исследователями-актуалистами. Оставаясь одним из ключевых в геологии, метод актуализма играет совершенно исключительную роль в расшифровке различных ситуаций геологического прошлого (экосистемных, геофизических и т. п.), но он же полностью отвергает стабильность действия геобиосферных факторов и “бесконфликтное” течение эволюционного процесса.

В сущности говоря, эти обстоятельства и создали базу дискуссии эволюционистов между градуалистами и пунктуалистами, т. е. сторонниками обновленной концепции “прерывистого равновесия”. В геологических науках эта дискуссия непосредственно возвращает нас к оценке катастроф в истории Земли, к новому сопоставлению представлений об эволюции как медленном и постепенном (градуалистическом) процессе или как процессе, периодически переживающем кратковременные, быстрые революционные преобразования (скачки), которые резко меняют состояние, ход и направление эволюционного процесса. Теория “прерывистого равновесия” легко находит многочисленных сторонников в геологической среде, но эволюция Земли и биосферы в целом столь длительное и многоликое явление в истории планеты, что, вероятно, правильнее всего было бы не отдавать предпочтение той или иной эволюционной концепции (“или – или”), а, согласившись, что эволюционный процесс немислим без революционных перестроек, заниматься строгим обобщением грандиозного фонда наших фактических знаний в свете геологического историзма. Земля во всем ее многообразии, с ее уникальными биосферой, водно-осадочной стратисферой, кораи выветривания, почвенным покровом, геофизическими полями – совершенно особая система в семье Солнца и, вероятно, в нашей Галактике, ее надо и изучать как таковую, нанизывая все события на столь же уникально документированную ось времени (миллиарды лет). Мы многого достигли в понимании геосферной структуры планеты – литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы, но наши знания все еще неполны, а во многих отношениях они не вышли из стадии первоначального накопления. Особенно это относится к истории и эволюции атмосферы и Мирового океана, о которой одни говорят как о древнейшей (может быть, протоархейской) оболочке со сложным ходом развития, тогда как другие – лишь как о мезозойском Мировом океане. Само собой разумеется, что

полноценный ответ на такой жгучий вопрос принесет только глубокое сравнительное изучение стратисферы континентов и океанического ложа» (Эволюция ..., 1993).

Автор прочел это вступительное слово «на одном дыхании» и искренне надеется, на то, что коллеги это воспримут так же. Во многом вступительное слово Б. С. Соколова вполне отвечает сегодняшним воззрениям автора работы и задаче, стоявшей пред автором при ее подготовке. Приступая к дальнейшему изложению поставленных задач и предполагаемых способов их решения, не могу не привести еще раз ключевую для меня (автора) цитату выступления Б. С. Соколова (1993): *«Эволюция, в каком бы масштабе микро- и макромира ее ни воспринимать, немислима без стрелы (координаты) времени... Прямым или корреляционным способом к этой стреле времени могут быть привязаны любые физические или биологические (палеонтологические) феномены геологического прошлого. Они могут быть реконструированы в определенные последовательности, объяснены как иерархические или ритмические целостности, доказательно представлены как геологические неоднородности или биологическое разнообразие в рамках геологической одновременности. В этом и заключается фундаментальное значение геологии для всего естествознания. Историзм геологии – сердцевина этой науки, и любые геодинамические концепции, претендующие на теоретическое значение, или прогностические поисковые модели (металлогенические, углеводородных циклов и т. п.) должны быть прежде всего согласованы с этой главной, контролирующей особенностью геологии».*

Кроме перечисленных выше вопросов, ответы на которые и пытался получить автор, не был учтен еще один вопрос, немаловажный и очень интересный в научном и в практическом отношении. Когда-то по разному в разных местах произошло разделение общей геологии (изначально геогнозии) на ряд отдельных наук – в том числе геологию и металлогению (см. далее). Такое разделение, наверное, было следствием все более возрастающей специальной информации и необходимости – в частности для металлогении – использовать наиболее рационально сведения, которые могли бы быть применены для поиска и прогноза какого-либо оруденения или шире – конкретных разновидностей полезных ископаемых. Для этой цели служили отдельные положения и общегеологические – как потенциальные критерии – набор которых был не всегда или наоборот всегда различен для различных видов полезных ископаемых. В худшем случае эти данные изымались из общего геологического контекста, теряя при этом многое.

Вопрос, который стоял перед автором работы, можно сформулировать по-разному. Что определили разделение геологии и металлогении? И наконец, насколько

продуктивной оказалось относительное обособление металлогении из системы геологических наук? Частичные ответы на эти поставленные вопросы можно найти в цитируемых далее фрагментах работ, опубликованных в разные годы, в основном работ так или иначе представляющих металлогеническую школу ВСЕГЕИ. Поставленный вопрос, конечно, нарочит в известной мере, т. к. современная металлогения основана на сумме геологических данных, но она же сегодня вполне зависима от базовых тектонических – геодинамических построений и в значительной мере изолирована от собственно исторической геологии, в основе которой лежат сведения по стратиграфии, магматизму, тектонике пликативных и дизъюнктивных структур и пр. Автор в качестве доказательства высказанного положения считает возможным и необходимым проиллюстрировать это положение цитированием работ по металлогении, созданных металлогенической школой ВСЕГЕИ еще в середине прошлого века. Особенно ценны в этом отношении работы Ю. А. Билибина в области региональной металлогении. Последние годы своей жизни (1944–1952) он полностью посвятил этой важной проблеме, создав во ВСЕГЕИ крупный коллектив геологов, работавших в этом направлении под его руководством. В состав этого коллектива входили: Т. В. Билибина, Д. В. Вознесенский, Е. Н. Горецкая, В. Г. Грушевой, К. И. Дворцова, В. С. Домарев, М. И. Ициксон, Е. Д. Карпова, Г. С. Лабазин, Н. К. Морозенко, А. П. Никольский, Г. Л. Падалка, Ю. Ир. Половинкина, А. И. Семенов, В. М. Сергиевский, В. И. Серпухов, П. М. Татарин, П. К. Чихачев, Н. В. Шабаров. Указанный коллектив при активном руководстве Ю. А. Билибина разработал на базе собранного большого фактического материала общие принципы регионального металлогенического анализа, положив в основу идею Ю. А. Билибина о том, что: *«Процессы минерализации, ведущие к возникновению минеральных и, в частности, рудных месторождений, представляют одну из сторон единого и сложного процесса геологического развития земной коры. В своем историческом развитии они теснейшим образом взаимосвязаны с другими сторонами этого же процесса, то есть осадконакоплением, тектоническими движениями (развитие структур), магматической деятельностью и метаморфизмом. Процессы минерализации могут и должны изучаться лишь в своем историческом развитии и в теснейшей взаимосвязи со всеми другими сторонами геологического развития земной коры».*

Считается, что магматические и связанные с ними минеральные комплексы, так же как и осадочные формации со свойственными им месторождениями, проявляются в процессе развития каждого подвижного пояса в некоторой определенной последовательности, более или менее выдержанной, независимо от геологического времени. Это

позволило расчленить процессы геологического и металлогенического развития подвижных зон земной коры на ряд характерных, последовательно сменяющихся этапов. Обычно выделяется от трех до пяти этапов. Каждый естественно-исторический этап развития подвижной зоны характеризуется определенным режимом тектонических движений, специфическими особенностями осадконакопления, магматизма, метаморфизма и процессов рудообразования.

В методическом пособии по металлогении, вышедшем из печати в 1976 г. под редакцией Б. Н. Ерофеева и В. Т. Матвеевко (Методическое пособие по металлогении ..., 1976), отмечалось, что руководящая идея металлогении как науки – положение о минеральных месторождениях, которые являются одним из звеньев в сложной цепи геологических и прочих природных процессов, а причины их возникновения, формирования во времени и распределения в земной коре должны рассматриваться во взаимосвязи с данными процессами или результатами их, т. е. с геологическими образованиями. Из этого следует, что основная задача металлогенических исследований – выяснение главных условий и причин образования и сосредоточения в тектонических структурах земной коры (в процессе их развития) минеральных месторождений и установление общих и частных закономерностей этих причин и условий для использования в практических целях. Металлогенические особенности (закономерности) выявляются в итоге изучения месторождений и всей совокупности геологических образований того или иного региона: осадочных и осадочно-вулканогенных толщ (их стратиграфии, литологии, фаций, формаций), складчатых и разрывных нарушений, магматических и метаморфических образований, палеоландшафтных и палеоклиматических условий и т. д. Металлогения, по мнению авторов и редакторов «Методического пособия», принадлежит к геологическому разделу естественных наук, и для познания закономерностей возникновения, формирования во времени и локализации в геологическом пространстве месторождений пользуется теми же приемами, которые существуют в геологии вообще. Металлогенические исследования в первую очередь должны сводиться к установлению, изучению и описанию фактов, т. е. выяснению всех тех геологических и прочих образований (и явлений), которые прямо или косвенно приводят к накоплению в земной коре тех или иных химических элементов в промышленных количествах. На основе выявленных или предполагаемых фактов определяются главные причины и условия образования во времени и локализации в пространстве месторождений, что пока при металлогенических исследованиях находится на уровне эмпирических, теоретических логических построений. Намеченные особенности проверяются в практике поисков и разведки месторождений и становятся реальными закономерностями.

стями, если подтверждаются практикой. *Металлогения* – область учения о полезных ископаемых, систематизирующая общетеоретические, региональные и локальные особенности (закономерности) возникновения, формирования во времени и распределения в геологическом пространстве минеральных месторождений в зависимости от геологических и других факторов, изменяющихся в процессе поступательного развития земной коры. Выявленные закономерности – основа металлогенического анализа. Особенности эти обнаруживаются путем изучения особенностей тектонического строения той или иной территории и истории ее развития – складчатого пояса, платформы, области тектонического и магматического омоложения (активизации) древних структур или значительных по величине их частей (складчатых областей, систем, платформ, щитов, синеклиз и т. д.). Эти особенности обусловлены различными по характеру, длительности и интенсивности тектоническими движениями, а следовательно и особенностями осадконакопления, магматизма, метаморфизма, а также теми или иными чертами палеогеографии и т. д. Иначе говоря, в региональном плане особенности возникновения, образования во времени и размещения в геологическом пространстве месторождений познаются на основе изучения стратиграфических, литологических, тектонических, магматических, метаморфических, геохимических, геоморфологических, палеоклиматических, палеогидрогеологических и других факторов, меняющихся во времени в процессе развития земной коры. Заключительным этапом региональных исследований, в соответствии с «Методическим пособием», является определение общих металлогенических, включая геохимические, особенностей обширных территорий, их металлогеническое районирование и определение общих потенциальных возможностей намеченных провинций, районов, зон и других площадей с целью планирования геологосъемочных и поисковых работ в масштабе всей страны и в обширных регионах. Знание количества минерального сырья в известных хорошо изученных металлоносных районах, зонах и узлах позволяет аналитико-синтетическим методом и методом простой аналогии подойти к оценке его количества на новых перспективных площадях. Региональные металлогенические исследования имеют, конечно, существенное значение и для теоретической геологии и металлогении. Основным исходным положением металлогенических исследований и составления средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт локальных металлоносных площадей, в частности выявленных при региональных построениях, является установление местных причин и факторов, влияющих на особенности (условия) образования во времени и размещения в пространстве месторождений. Они устанавливаются путем изучения известных месторождений, складчатых и разрывных тектонических структур, стратиграфических

разрезов и их литофациальных и формационных особенностей, рудоносных интрузивных, субвулканических и эффузивных комплексов и особенно их отдельных представителей, разнофациальных метаморфических комплексов, величины эрозии геологических объектов, включая месторождения, и т. д.

Металлогения общая (по Ю. А. Билибину) – раздел металлогении, изучающий на теоретической и эмпирической основе общие геологические (и геохимические) закономерности формирования во времени и размещения в земной коре месторождений полезных ископаемых.

Завершая рассмотрение традиционных металлогенических положений отечественной школы металлогении, созданной во ВСЕГЕИ, еще раз необходимо отметить, что в соответствии с этими представлениями не подчеркивается доминирующая роль тектонических (геодинамических сегодня) представлений, а тектоника является лишь одним из равноправных признаков наряду с исторической геологией при проведении металлогенических исследований.

По мнению Д. В. Рундквиста и И. К. Рундквист [1994], в последние десятилетия в отечественной металлогении наметились два главных направления. Первое ориентировано на детальное изучение происхождения руд и месторождений, создание геолого-генетических моделей главнейших промышленных типов месторождений и глубинных рудообразующих систем. Это направление разрабатывалось преимущественно в институтах Академии наук и координировалось ее Научным советом по рудообразованию. Зарубежная металлогения значительно раньше отечественной (еще в 1960–1970-е годы) стала использовать плейт-тектонические построения, учитывающие глобальные перемещения континентальных плит в геологической истории. В нашей же стране вплоть до середины 1980-х годов продолжалась дискуссия на эту тему, высказывались опасения в правомерности и возможности применения данных глобальной тектоники плит для поисков полезных ископаемых. В результате к 1990-м годам у нас, по мнению Д. В. Рундквиста и И. К. Рундквист, наметилось серьезное отставание не только в области компьютерных технологий, но и в глобальной металлогении. Это отставание все более усиливалось, так как оперативность анализа и быстрота принятия решений, столь необходимые при определении направлений геологоразведочных работ, полностью зависели от компьютерных технологий. Таким образом, по мнению Д. В. Рундквиста и И. К. Рундквист, к 1990-м годам выявились существенные отличия металлогении в нашей стране и за рубежом. Д. В. Рундквист и И. К. Рундквист считают, что плейт-тектоническая концепция быстро развивается. Сегодня ее используют не только для молодых мезо-кайнозойских, но и для палеозойских складчатых областей,

а также докембрийских щитов. Распространение многих положений тектоники плит на длительные интервалы геологического времени помогает устанавливать связь процесса формирования месторождений уже не с отдельными геодинамическими обстановками, а с их эволюционными рядами.

Во многом основополагающим для отечественной металлогении явилось разработанное А. Д. Щегловым еще в середине прошлого века положение о тектоно-магматической активизации, появившееся после выхода из печати остающейся и сегодня классической работы «Эндогенная металлогения Западного Забайкалья» (1966). Следует отметить лишь одну принципиально важную его особенность (термина) – одной из его составляющих было включение в орбиту действующих рудообразующих собственно металлогенических, а также и общегеологических факторов – внекоревой фактор, т. е. металлогения, в соответствии с представлениями А. Д. Щеглова, получила новое свойство – литосферный характер, при котором взаимодействовали и кора, и верхняя мантия. Это и определило в дальнейшем появление характеристики и геологических, и металлогенических процессов как нелинейных и явилось следствием появления термина – нелинейная металлогения, а затем и его же термина – нелинейная геология. Одно из принципиальных достоинств термина тектоно-магматической активизации является то, что, несмотря на многие годы, прошедшие со времени его появления, он (этот термин) трактуется практически всеми исследователями достаточно однозначно, вероятно, по причине его полной и детальной обоснованности фактическим материалом по металлогении Западного Забайкалья.

Возвращаясь к теме разобщенности геологии и металлогении, в качестве примера этого положения можно привести сведения уже упоминавшихся академиков РАН В. Е. Хаина и В. И. Смирнова, интересы которых концентрировались у В. Е. Хаина в области региональной геологии и тектоники, а у В. И. Смирнова – региональной металлогении и геологии рудных месторождений. В этом смысле относительно повезло геологии и месторождениям – бассейновым, формирование которых неразрывно связано с процессами осадконакоплением – стратиграфией, литологией и пр. Возможно, одним из первых, кто ощутил возникающую брешь между геологией и минерагенией – в широком смысле этого термина – чл.-корр. РАН Лев Исаакович Красный, по инициативе которого и при участии автора в 2000 г. была завершена работа над Геолого-минерагенической картой мира масштаба 1 : 15 000 000 с четырьмя специализированными объяснительными записками. В составлении и карты, и записок участвовал представительный по составу участников коллектив сотрудников отраслевых институтов и институтов РАН. Создание карты и записок не завершилось обстоятельным анализом

содержащегося в них материала в силу того обстоятельства, что энергия Л. И. Красного реализовалась спустя четыре года выходом из печати (2004) тома «Тектоника и геодинамика», задуманного Л. И. Красным Энциклопедического справочника «Планета Земля». А еще спустя четыре года (2008) вышел из печати следующий том этого справочника «Минерагения».

Концепция задуманной автором работы менялась по мере попыток ее выполнения в силу того обстоятельства, что объем доступного автору материала оказался по объективным и субъективным причинам весьма велик. И в конечном счете автор был вынужден ограничиться рассмотрением ранней истории Земли. Этому вопросу в той или иной мере автор так или иначе касался в своих ранее опубликованных работах (Блюман, 2007, 2013). И даже в этом случае автор в процессе подготовки настоящей работы был вынужден ввести дополнительное ограничение временным интервалом от стадии аккреции 4.5 млрд лет до временного рубежа 2.5 и далее 0.9 млрд лет. Вначале следует пояснить, что имел в виду автор, выделяя понятие «история развития Земли», и какие хронологические по Международной шкале времени (2003) интервалы времени эта история занимает. В исследуемый промежуток времени – в его начало – отнесены процессы аккреции, включая сюда и позднюю (late) аккрецию (временной интервал 4.5–4.4 млрд лет). Последующий промежуток времени, также включенный автором в раннюю историю Земли и наследующий во многом заключительные стадии процесса аккреции, охватывает процессы формирования преимущественно мафической протокоры (временной интервал 4.4–3.6 млрд лет), протоатмосферы, их термохимическое взаимодействие и формирование нижнекоровых гранулитов и в конце этого временного интервала первого наиболее древнего в истории Земли зеленокаменного прогиба Исуа Западной Гренландии. Рассматривая события этого временного интервала, автор впервые столкнулся со сложностями, касающимися разграничения событий одного временного интервала от другого. Здесь, во временном интервале 4.5–4.4 млрд лет, особенно в конце этого интервала, сочетаются процессы поздней аккреции, формирования базальтового магматического океана и протоатмосферы и начало взаимодействия протоатмосферы и базальтового магматического океана, в ходе которого, предположительно, начинает формироваться мафическая протокора. В тот же интервал времени активно проявлены процессы импактной бомбардировки поверхности планеты и последовательного преобразования формирующейся и уже сформированной протокоры в гранулитовые комплексы нижней коры континентов, и, наконец, в завершение этого промежутка времени происходит формирование древнейшего зеленокаменного прогиба Исуа. Та же непрерывность – эволюционность – направленность по стреле

времени И. С. Пригожина [2001] событий в истории ранней Земли характеризует и другие последующие события. Следует вначале отметить, что определение-наименование выделенных событий обусловили нежелательность их наименования – обозначения каким-либо определенным событием в силу того обстоятельства, что они (события) разнообразны в каждом из временных интервалов и сходные события могут быть проявлены в близких по значениям временных интервалах. В то же время, как показал опыт работы, и временные интервалы, выбранные для их выделения, оказались также не совсем удачными, в силу того обстоятельства, что не существует отчетливых временных границ, отделяющих один интервал от другого. Из двух вариантов – знаковые события и временные интервалы – автор был вынужден все-таки принять второй для разделения событий, осознавая при этом определенное несовершенство выбранного варианта.

К начальной истории развития Земли в соответствии с проанализированными материалами представилось вполне целесообразным отнести значительный промежуток времени начиная от 3.6 млрд лет до 2.5 млрд лет, когда в разных участках поверхности Земли получают широкое распространение зеленокаменные прогибы, вскоре после своего образования преобразующиеся в гранодиорит-(не гранит!)-зеленокаменные области. И наконец, временные интервалы – 2.5–1.9 и 1.9–0.9 млрд лет – время формирования осадочных бассейнов – предшественников крупных осадочных бассейнов, которые начиная с неопротерозоя в дальнейшем преобразуются в силу разных причин в складчато-надвиговые области, уже не характерные для ранней истории Земли, и начинающие другую – не раннюю историю Земли. Еще раз следует отметить, что и для этих временных интервалов их обозначения относятся к тем же знаковым событиям, хотя в глобальных масштабах, как будет показано, далее каждый из последующих временных интервалов в определенном смысле наследует особенности развития событий, в том числе и знаковых, предыдущего интервала. Именно в этом и заключается, по мнению автора, эволюционная сущность событийной истории развития ранней Земли, как и последующих стадий. Необходимо отметить, что понятие «событие» в данном случае включает в себя совокупность и собственно геологических и металлогенических процессов в силу разных обстоятельств синхронно и отчасти сингенетично проявленных на определенной части поверхности Земли. Именно эта содержательная часть понятия события – соучастия в определенном интервале времени наиболее значима.

В предлагаемой вниманию коллег работе по-разному сочетаются факты, приведенные в разные годы отечественными и зарубежными исследователями, авторские

оценки этих фактов и авторские гипотетические положения. И то, и другое – предмет для обсуждения и дискуссий, которые, если они появятся, убедят автора в том, что затеянная им работа не пропала даром. Все приведенное в работе вызвано желанием заглянуть вглубь геологической истории, в которой количество документов, в отличие от последующих времен, относительно невелико и позволяет тем самым предлагать возможные версии происходивших событий, полагаясь в основном на здравый смысл и многолетний эмпирический почти полувековой опыт геологических исследований автора в различных геологических ситуациях. Рациональное, по мнению автора, сочетание фактов и предположений-версий может оказаться полезным в качестве побудительного мотива для размышлений на обозначенную тему.

Автор испытывает глубочайшее уважение к памяти Виктора Людвиговича Масайтиса, длительные беседы с которым были интересны, конструктивны и поучительны. В процессе выполнения работы неоценимой оказалась помощь жены и коллеги Инги Федоровны Блюман. Публикация работы оказалась возможной только при содействии генерального директора ВСЕГЕИ чл.-корр. РАН О. В. Петрова и заместителя генерального директора ВСЕГЕИ В. И. Колесникова, которым автор искренне благодарен.

Считаю целесообразным привести в начале работы немаловажное техническое примечание, касающееся цитированной литературы. Объем изученной автором детально и не особо детально изученной литературы- отечественной и зарубежной -по многим рассматриваемым проблемам весьма велик и оттого в каждой из статей приводится в списке литературы относительно не много работ. В базовых текстах статей ссылки приводятся двух типов= с инициалами авторов- включены в списки и без инициалов – их в списке нет, но они легко доступны в поисковиках, которыми пользовался автор: гугл и академия гугл.

ЛИТЕРАТУРА

Блюман Б. А. Импактные события, биогенез и рудогенез в ранней истории развития Земли. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 80 с

Блюман Б. А. Земная кора океанов (по материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 344 с.

Блюман Б. А. Актуальные вопросы геологии океанов и геологии континентов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2013. 400 с.

Геолого-минералогическая карта мира, масштаб 1 : 15 000 000: объясн. зап. в 4 ч. Ч. 1: Геология и минералогия континентов, транзиталей и Мирового океана /

Л. И. Красный, Б. А. Блюман, Г. А. Беленицкая [и др.]; гл. ред. Л. И. Красный. – СПб.: Изд-во Санкт-Петерб. картограф. ф-ки ВСЕГЕИ, 2000. 293 с.

Планета Земля: энциклопедический справочник: в 4 т. [Т. 1]. Тектоника и геодинамика / отв. ред. Б. А. Блюман; ред. [т. 1]: Л. И. Красный, О. В. Петров, Б. А. Блюман. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 651 с.

Пригожин И. Порядок из хаоса: новый диалог человека с природой / И. Пригожин, И. Стенгерс; общ. ред. и послесл. В. И. Аршинова и др.; пер. с англ. Ю. А. Данилова. 3-е изд. – М.: Эдиториал УРСС, 2001. 310 с.

Рундквист Д. В. Эпохи реювенации докембрийской коры и их металлогеническое значение // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. № 6. С. 467–471.

Рундквист Д. В., Рундквист И. К. Металлогения на рубеже столетий // Вестн. РАН 1994. Т. 64, № 7. С. 588–605.

Рундквист Д. В. Накопление металлов и эволюция генетических типов месторождений в истории развития Земли // Эндогенные месторождения. МГК XXXIII сессия. Докл. советских геологов. М.: Наука, 1968. С. 212–225.

Тейлор С. Р., Мак Леннан С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция // М.: Мир, 1988. 384 с.

Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л.: Недра, 1966. 278 с.

Щеглов А. Д. Нелинейная металлогения // ДАН СССР. 1983. Т. 271, № 6. С. 1471–1474.

Щеглов А. Д. О некоторых вопросах нелинейной геологии // Региональная геология и металлогения. 1995. № 4. С. 5–16.

Геологическое время и радиологическое датирование

В современной геологии, отечественной и зарубежной, в последние десятилетия возросла роль радиологического датирования в решении теоретических и прикладных вопросов общей и региональной геологии и металлогении. Одновременно в силу разных обстоятельств, не всегда, но тем не менее все меньшее внимание уделяется вопросам системного анализа историко-геологической последовательности геологических событий и их пространственно-временных взаимоотношений. На это положение обращено особое внимание в докладе чл.-корр. РАН А. И. Жамойды [2013] на Всероссийской конференции «Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы

ее обустройства»: «Второе примечание касается увлечения в последние годы хронометрией применительно к стратиграфическим шкалам. МКС уже распространяла с 2003 по 2008 г., в том числе на двух сессиях МГК, не МСШ, а Шкалу геологического времени. Хотя на схеме стратиграфической классификации, принятой на VIII сессии МГК в 1900 г., колонка хроностратиграфических подразделений помещалась левее колонки классификации стратиграфических подразделений, все-таки геологи понимали первичность именно стратиграфических данных, первичность и приоритетность изучаемой нами “стратиграфической летописи” (по С. В. Мейену)» [Жамойда, 2013, с. 21]. И далее: «Из важного, можно сказать, фундаментального значения ОСШ (Общей стратиграфической шкалы) вытекает ее назначение. Она – необходимая база каждого историко-геологического исследования, прежде всего, собственно геологического картирования любых масштабов и составления специальных геологических карт. Полистное составление государственных геологических карт и серийных легенд к ним просто невозможно без официально принятой ОСШ. Исследования практически в любой отрасли геологии не могут обходиться без ОСШ – от седиментологии и тектоники до прогнозирования месторождений полезных ископаемых и разработки общих проблем развития планеты Земля» [там же].

В последнем из приведенных фрагментов доклада следует выделить отмечаемое А. И. Жамойдой значение историко-геологических исследований. С этим положением перекликается содержащийся в том же томе фрагмент из вступительного слова Б. С. Соколова [2009] на открытии 56-й годичной сессии Палеонтологического общества: «...основанием для выделения стратиграфических подразделений разного ранга является не время, которое можно заранее калибровать как угодно, а события, происходившие в ходе – делении этого времени, которое можно датировать... В рамках стратиграфического пространства его правильнее всего называть событийным и привязывать к стратиграфическим границам подразделений, заключающим палеонтологическую и другую информацию... Нет сомнения, что... более чем 125-летний опыт работы на гигантской территории Евразии имеет первостепенное значение для совершенствования общемировой стратиграфической шкалы, которая в геологической практике не может быть заменена шкалой геологического времени, так как картируются геологические тела, а не время заполнения его этими телами» (цит. по [Жамойда, 2013, с. 12]). В этом фрагменте вновь следует отметить высказанные Б. С. Соколовым положения о событийности геологических процессов и о том, что «картируются геологические тела, а не время заполнения его (геологического времени) этими телами». Здесь же важно подчеркнуть, что изначально биостратиграфия использовала при построении страти-

графической шкалы геологическое время – время направленной эволюции различных видов фауны и флоры. Только впоследствии при широком внедрении в практику построения стратиграфических шкал методов радиологического датирования определенных биостратиграфических событий в стратиграфические шкалы «вошел» радиологический возраст.

Далее пойдет речь о геологическом времени и радиологическом возрасте, используемом для его измерения, но вначале необходимо определить понятия «время» и «возраст». Воспользуемся для этого такими полярными по существу определениями, как общеупотребительное определение времени в «Толковом словаре живого великорусского языка» В. Даля и классическое определение времени с точки зрения современной физики приведенное в работе Стивена Хокинга [Хокинг, 2001]. По В. Далю: «Время – длительность бытия; пространство в бытии; последовательность существования; продолжение случаев, событий; дни за днями и века за веками; последовательное течение суток за сутками» [Даль, 1989]. По С. Хокингу: «Законы науки не делают различия между направлением «вперед» и «назад» во времени. Но существуют по крайней мере три стрелы времени, которые отличают будущее от прошлого. Это термодинамическая стрела, т. е. то направление времени, в котором возрастает беспорядок; психологическая стрела – то направление времени, в котором мы помним прошлое, а не будущее; космологическая стрела – направление времени, в котором Вселенная не сжимается, а расширяется. Я показал, что психологическая стрела практически эквивалентна термодинамической стреле, так что обе они должны быть направлены одинаково» [Хокинг, 2001]. Как это ни покажется удивительным, во многом такие разные определения понятия «время» сходятся: «...последовательности событий, дни за днями...» у В. Даля и «стрелы времени» у С. Хокинга. И то, и другое перекликается с положением о событийности геологических процессов в вышеприведенной цитате Б. С. Соколова.

Определения понятий возраста и времени из «Новейшего большого толкового словаря русского языка» [Кузнецов, 2008] таковы: «возраст – количество прожитых лет» для определенного существа, или «период с момента появления чего-либо, ступень в росте, развитии чего-либо»; «время – ...длительность существования всего происходящего, всех явлений и предметов, измеряемая веками, годами и т. п.». Общеупотребительное понимание возраста – продолжительность периода от момента рождения живого организма до настоящего или любого другого определённого момента времени. Обычно под словом «возраст» понимается календарный возраст (паспортный возраст, хронологический возраст), при котором не учитываются факторы развития организма. Наблюдаемые отличия индивидуальных особенностей развития организма от средних

показателей послужили основанием для введения понятия «биологический возраст», или «возраст развития». В Геологическом словаре [2010] так определены понятия «геологический возраст» и «геологическое время»: «Геологическое время – форма последовательной смены явлений и состояний геологических тел, выражающаяся в их взаимодействии между собой, с окружающей средой и объектами Космоса. Геологическое время проявляется в событиях, связанных отношениями «раньше – позже», которые запечатлены в составе, строении, форме, размерах и в соотношениях геологических тел, горных пород и минералов, а также в их внутренних свойствах, в том числе на атомном уровне. Это – реальное реконструируемое геологическое время, которое фиксируется сохранившимися свидетельствами былых геологических событий и является по своей природе необратимым и дискретным. Геологическое время устанавливается и измеряется как относительное (логическое время) и как абсолютное (физическое время), хотя последнее определение является условно относящимся к той или иной выбранной начальной точке отсчета. <...> Геологический возраст – время, прошедшее от какого-либо геологического события: наступание моря, накопление одного пласта или определенной толщи горных пород, вымирание одних организмов и появление других, внедрение интрузий и др. См. Геологическое время». Можно практически без оговорок согласиться с приведенными определениями, хотя и остаются отдельные вопросы. В частности, в определение геологического возраста включено понятие «время», а в определение геологического времени, кроме времени, которое «проявляется в событиях», – относительное (логическое время) и абсолютное (физическое время), которые в значительно большей степени соответствуют понятию «геологический возраст». Попытаемся в свете вышеприведенных определений понятий «геологический возраст» и «геологическое время» более детально рассмотреть их сущность применительно к геологическим процессам. Геологическое время фиксируется последовательным проявлением в земной коре различных по длительности эндогенных и экзогенных событий – осадконакопления, складко- и разломообразования, магматизма, метаморфизма, рудообразования и пр. Каждый из этих геологических процессов складывается из последовательно проявленных его стадий; а отдельные стадии – в свою очередь из отдельных эпизодов, продолжительность и физическая сущность которых могут отличаться. Таким образом, последовательно формируется событийность геологических процессов, из продолжительности – суммарной длительности которых складывается их календарный возраст. Нередко оценивается или отдается предпочтение накопленному возрасту, а длительная и сложная событийность его часто остается не раскрытой.

Для осадочных пород их событийная история представлена последовательно проявленными процессами накопления осадков, режим которых регулируется многими факторами – эндогенными и экзогенными. Кон-, син- и постседиментационные изменения представляют собой сложный и длительный процесс, вслед за которым происходит вовлечение этих пород в складкообразование, которое в свою очередь меняет состав и строение первичных осадочных пород. Все это в целом и представляет собой сложную и длительную событийную сторону конкретного геологического процесса, которая нередко остается не изученной, и предпочтение отдается определению накопленного – конечного возраста породы.

Для магматических плутонических пород длительная событийность проявлена зарождением расплавов в мантии или в земной коре (для гранитов это метаморфо-метасоматическое или палингенно-анатектическое образование расплавов), перемещением расплавов, во многом определяемым термодинамическими соотношениями расплав – вмещающая порода. Интрузивный процесс завершается кристаллизацией, становлением – формированием контактово-метаморфических и поздне- и постмагматических внутри- и вне интрузивных гидротермально-метасоматических процессов и сопутствующего оруденения. Подобный перечень можно было бы продолжить применительно и к другим группам геологических образований, но здесь важно еще раз отметить уже давно известным геологам сложность и длительность геологических событий, которые, конечно, не могут представляться только данными об их возрасте. Датировки возраста в каждом конкретном случае характеризуют накопленный возраст, а отдельные события в процессе его накопления не всегда легко устанавливаются. Каждое из этих последовательно проявленных разнообразных геологических событий вкладывается в общую структуру того региона, где в силу не только временных, но и различных обстоятельств – тектонических, геодинамических – происходит ассоциирование отдельных событий, сложность и продолжительность их совместной жизни усложняется и не заканчивается в истории развития структурно-тектонических подразделений различных рангов. Все указанные события, не исключая формирования разнотипного оруденения, совмещаются в пространстве земной коры по-разному – в пределах традиционно выделяемых подвижных (надвигово-складчатых) областей, устойчивых массивов и платформ. Не следует забывать о том, что эти образования по-разному могут подвергаться наложенным процессам преобразования (например, тектоно-магматической активизации), которые по-разному продолжают события в истории развития ранее сформированных геологических образований.

Все это в недавнем прошлом являлось предметом исторической геологии, одна из главных задач которой – изучение и систематизация последовательности базовых геологических событий на основе их учета в различных по местоположению региональных и надрегиональных геологических структурах. Сегодня на смену традиционным положениям исторической геологии пришла историческая геотектоника: «...ее задача состоит в выделении этапов и стадий развития структуры литосферы как в глобальном, так и в региональном масштабе. Историческая геотектоника – органический составной элемент исторической геологии» [Хаин, Ломизе, 1995]. Приведенное определение исторической геотектоники и место в ней исторической геологии показывают, что на смену анализа истории геологического развития разнообразных геологических процессов – осадконакопления, магматизма и пр. – приходит анализ их результатов, трансформированных «...в этапы и стадии развития структуры литосферы как в глобальном, так и региональном масштабе». Нелишне здесь же привести определение исторической геологии из Геологического словаря [2010]: «Историческая геология – раздел геологии, изучающий историю и закономерности эволюции геологических процессов и создаваемых ими геологических структур преимущественно земной коры: последовательности и физико-географические условия осадконакопления, тектонических движений, а также магматизма и метаморфизма в истории Земли. Историческая геология опирается на данные других геологических дисциплин, прежде всего стратиграфии, палеонтологии, фациального анализа, изотопной геологии, петрологии и тектоники, и рассматривает историю геологического развития регионов Земли в целом».

Историческая тектоника в соответствии с приведенным выше определением имеет дело с этапами и стадиями развития структур и, соответственно, относительно рассматриваемой нами проблемой геологического времени с крупными возрастными подразделениями, охватывающими временные промежутки, соответствующие этапам и стадиям развития крупных геологических, в данном случае тектонических, структур. В этих структурах уже объединены связанные между собой отдельные литологические, петрологические, металлогенические события. Соответственно понятия геологического времени заметно отличаются в исторической геотектонике, оперирующей этапами и стадиями, и в исторической геологии, рассматривающей конкретные геологические события в их исторической последовательности. Поэтому время их проявления может на порядки отличаться от времени геотектонических этапов и стадий.

Возраст геотектонических этапов и стадий складывается из возрастов последовательных историко-геологических событий, каждое из которых может быть датировано геологическими (биостратиграфическими) данными, а также радиологическими дан-

ными, являющимися физически корректной оценкой радиологического возраста конкретного геологического объекта – минерала, породы. Однако такие данные не представляют возможности ретроспективной оценки последовательности и длительности стадий накопления радиологического возраста, который фиксируется конечной датой – закрытием изотопной системы. Датирование геологических объектов различными изотопно-геохронологическими методами, безусловно, весьма перспективно для решения различных, в том числе и прикладных, задач. Нужно при этом учитывать, что речь идет, конечно, не о подмене или замещении радиологических датировок сведениями об историко-геологических данных. Сегодня назрела необходимость совокупного и корректного использования и геологического, и радиологического датирования. Особенно важно подчеркнуть, что в цифре радиологической датировки скрыты длительные во времени и по существу разнообразные геологические процессы, но, в отличие от собственно геологических, историко-геологических данных, радиологические в большинстве случаев не несут сведений об истории геологического развития, о длительной и сложной последовательности разных геологических событий в истории «накопления» радиологического возраста. Тем не менее в последние десятилетия заметно возросли объемы и финансовые затраты на датирование разнообразных пород и руд, но при этом не всегда у заказчика определений радиологических датировок существуют четкие представления о последовательности разнообразных процессов, которым подвергался исследуемый объект, и о том, что же в конечном счете может собой представлять полученная датировка. Разнообразие и последовательность процессов образования и преобразования радиологически датированного объекта могут быть восстановлены в общих чертах сочетанием анализа историко-геологических данных, структурно-литологическими, структурно-петрологическими, петрографическими, биостратиграфическими методами, и в этом случае информативность радиологической датировки скорее всего будет намного полнее. Нет особого смысла приводить конкретные примеры датировок магматических, метаморфических и рудных образований, итоговый условный возраст которых отображает конечную – накопленную датировку одного из событий в истории становления этого конкретно длительно развивавшегося объекта. Такие датировки часто используются в виде формальных «ярлыков» без тщательного историко-геологического анализа – изучения последовательности и пространственно-временных взаимоотношений процессов осадконакопления, складкообразования, магматизма, метаморфизма и рудообразования.

Основными элементами истории геологического развития того или иного региона являются последовательно проявленные геологические события разного происхожде-

ния – эндогенного или экзогенного. Здесь важно отметить, что понятие «событие» в геологическом смысле означает синхронное или близко одновременное сочетание разнообразных геологических процессов. Все это в совокупности определяет то, что может быть обозначено как принцип суперпозиции – нелинейного развития, когда в «событийном» процессе участие дополнительных процессов определяет то, что итог событийного развития становится не таким, каким бы он был, если бы в него «не вмешивались» другие синхронные процессы (события). Нелинейный характер геологических процессов определяет, кроме всего прочего, их направленность и необратимость. Все это усиливает значимость геологического времени в изучении истории развития отдельного участка земной коры и совокупности таких участков. Геологическое время – овестьствованное время, когда в определенных участках земной коры друг за другом последовательно и закономерно проявляются или сосуществуют разнообразные события, заполняющие длительные промежутки геологического времени в последовательности этих событий. Геологическое время не дискретно, в то время как радиологический возраст выдает нам дискретные датировки пород, минералов. Радиологический возраст представляет собой конечную «цифру» – время «закрытия» радиологических изотопных систем. Эта цифра – радиологическое время – корректна с точки зрения физических констант распада радиогенных элементов в различных изотопных системах. А что же скрыто исторически за этой цифрой? Радиологическая датировка фиксирует «накопленный» возраст – его конечную или какую-либо промежуточную дату, и не всегда (вернее, всегда) не позволяет раскрыть динамику – хронологическую динамику – историко-геологическую последовательность развития определенного процесса. Геологическое время фиксирует определенную последовательность событий: осадконакопление, перерывы, несогласия, складкообразование, внедрение интрузий, их последующая эрозия и т. д. Радиологический возраст вполне корректно с физической, но отстраненно с геологической точек зрения фиксирует для изучаемого объекта накопленное время. В силу полигенности и полихронности большинства геологических объектов – и эндогенных и экзогенных – не всегда пользователю-геологу удастся корректно интерпретировать полученную радиологическую датировку и тем более «связать» с конкретным процессом, определившим время «закрытия» изотопной системы, учитывая значительную длительность таких геологических процессов, как магматизм, метаморфизм, метасоматоз, полистадийное и полихронное рудообразование.

С учетом всего вышеизложенного, по мнению автора, вопросы истории геологического развития – вопросы исторической геологии – рассматриваются сегодня нередко с позиций не всегда рационального использования радиологических датировок. Воз-

можно, что не последнюю роль в этом играет замена подходов традиционной исторической геологии подходами, используемыми в исторической геотектонике или исторической геодинамике, в которых последовательность геологических событий достаточно строго регламентирована. Вполне к месту развернутая выдержка из наиболее массового (судя по Интернету) учебника для вузов «Историческая геология» [Короновский, Хаин, Ясманов, 2006, с. 6]: «В настоящее время не осталось сомнений в том, что земная кора и вся литосфера были постоянно разделены на крупные и более мелкие плиты, которые испытывали значительные горизонтальные перемещения относительно друг друга. Поэтому восстановление, в основном по палеомагнитным данным, былого положения континентальных блоков и конфигурации разделявших их океанов составляет главную задачу палеогеографии и палеотектоники. Изучением характера взаимодействия литосферных плит в отдельные геологические эпохи занимается новая наука – палеогеодинамика, примыкающая к палеотектонике. Другая наука, производная от палеогеографии и палеотектоники с палеогеодинамикой, – палеовулканология – восстанавливает историю вулканической и вообще магматической деятельности. Перечисленные частные дисциплины и научные направления имеют своей целью воссоздание отдельных аспектов обстановок прошлых геологических эпох, а объединение их данных в общую картину составляет задачу исторической геологии в целом. Если вплоть до недавнего времени усилия исследователей в области исторической геологии были направлены на ретроспективу – восстановление условий геологического прошлого, то в последние годы со все бóльшей определенностью выступает новый аспект рассматриваемой науки – на основе анализа развития поверхности Земли, ее географической оболочки в прошлом попытаться дать прогноз изменений в ближайшем будущем, столь важный для оценки возможного характера и масштаба изменений окружающей нас природной среды». Приведенное определение исторической геологии и ее роли в геологии в известном смысле вступает в противоречие с приведенными выше оценками А. И. Жамойды [2013] и Б. С. Соколова [2009] роли и значения исторической геологии в теоретическом познании и практическом применении ее в геологии в целом, а также в геологическом картировании и картографировании.

Вполне естественным, по мнению автора, представляется переход к следующей теме, касающейся характеристике времени проявления отдельных глобальных событий в пределах континентов и океанов, и временной взаимосвязи неких глубинных процессов, определяющих близкую одновременность событий в глобальной системе континент – океан. Необходимо подчеркнуть, что далее речь идет о современных океанах и процесс синхронизации событий становления в мезозое еще не достаточно изучен.

Так же важен ограниченный промежуток времени, в котором рассматриваются близко одновременные события. Иначе говоря, эти материалы по теме и по содержанию могут быть определены следующим образом: «О некоторых близко одновременных глобальных событиях мезозоя в истории развития океанов и континентов».

ЛИТЕРАТУРА

Геологический словарь. В трех томах. Изд-е третье, перераб. и доп. / гл. ред. О. В. Петров. Т. 1: А–Й. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 432 с.

Даль В. Толковый словарь живого великорусского языка: В 4 т. Т. 1: А–З. М.: Русский язык, 1989–1991. 699 с.

Жамойда А. И. Общая стратиграфическая шкала, принятая в СССР – России. Ее значение, назначение и совершенствование. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2013. 24 с.

Короновский Н. В., Хаин В. Е., Ясманов Н. А. Историческая геология: учебник для высших учебных заведений: 2-е изд. перераб. и доп. М.: Изд. центр «Академия», 2006. 464 с.

Кузнецов С. А. Новейший большой толковый словарь русского языка. М.: Изд-во ИПОЛклассик, 2008. 1536 с.

Соколов Б. С. Биохроностратиграфия и эволюция биосферы. К 200-летию стратиграфической палеонтологии // Материалы LV сессии Палеонтологического общества. 6–10 апреля 2009. СПб., 2009. – С. 3–8.

Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.

Хокинг Стивен. Краткая история времени: от Большого взрыва до черных дыр. СПб.: Амфора, 2001. 268 с.

Неоднородность Земли: внутреннее и внешнее ядра; ядро – нижняя мантия; переходная зона нижняя – верхняя мантия

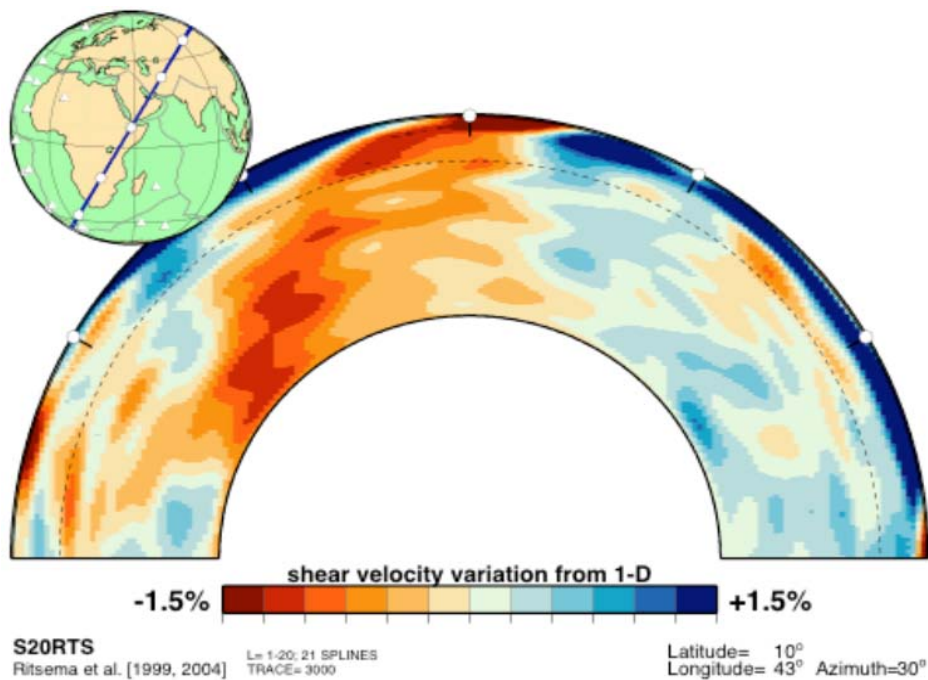
Не будет большим преувеличением считать, что одним из наиболее значимых достижений в науках о Земле (геология и геофизика) XX–XXI веков является положение о неоднородности внутреннего и внешнего ядра Земли, нижней мантии, а также детализация представлений о неоднородности верхней мантии и литосферы в целом. Выявленные неоднородности глубоко пронизывают друг друга и создают, в общем, картину фрактальности Земли и в целом свидетельствуют о ее нелинейном, направленном и необратимом развитии как самоорганизующейся диссипативной системы. При этом

разномасштабные неоднородности пронизывают такие глобальные граничные системы, как граничная система D'', располагающаяся на границе ядро – мантия и переходную зону нижняя – верхняя мантия, определяя тем самым латеральную и вертикальную неоднородности этих глобальных граничных систем. Неоднородности и их взаимопроникновение установлены в верхней мантии, а также в граничной системе Мохоровичича, разделяющей верхнюю мантию и земную кору. Неоднородность Земли на разных ее уровнях позволяет считать, что положение о слоистом: радиально-сферическом, радиально-оболочечном строении Земли может быть в значительной мере уточнено или пересмотрено.

Рассмотрим далее последовательно сведения о неоднородности ядра и мантии, а затем время и возможные причины образования и преобразования неоднородностей, а также концептуальные геодинамические следствия неоднородности Земли. Прежде всего следует особо выделить принципиально значимую особенность глобальной неоднородности Земли [Ritsema, van Heijst, 2000], заключающуюся в том, что наиболее отчетливо выраженные неоднородности отмечаются в пределах относительно «верхних» (литосфера и верхняя мантия) и относительно «нижних» (нижняя мантия) частей Земли. Можно предположить, что «верхние» неоднородности «ново образованы» в результате процессов глубинной дифференциации, а «нижние» – могут быть реликтовыми, синаккреционными.

Прежде чем перейти к дальнейшему рассмотрению неоднородностей внутреннего и внешнего ядра Земли, автор считает необходимым привести графические сведения о неоднородностях на глубинах от 100 до 2850 км [Ritsema, van Heijst, 2000; Ritsema, 2005], основанные на данных глубинной сейсмической томографии (ГСТ). Уже достаточно давно автор докладывал и показывал эти графические материалы на одном из заседаний Тектонического комитета в МГУ. Эти материалы, в особенности и доклад автора, вызвали интерес академика РАН В. Е. Хаина. И это несмотря на то, что приведенные в докладе материалы о неоднородности мантии свидетельствовали о малой вероятности реализации в мантии процессов конвекции. По просьбе Виктора Ефимовича я переслал ему материалы доклада, но дальнейшего продолжения процесс обмена мнениями не получил. Прилагаемые графические материалы Джеронима Ритсема [Ritsema, 2005], на мой взгляд, весьма содержательны, и их внимательное рассмотрение заставляет задуматься о многом (рис. 1–12).

a



б

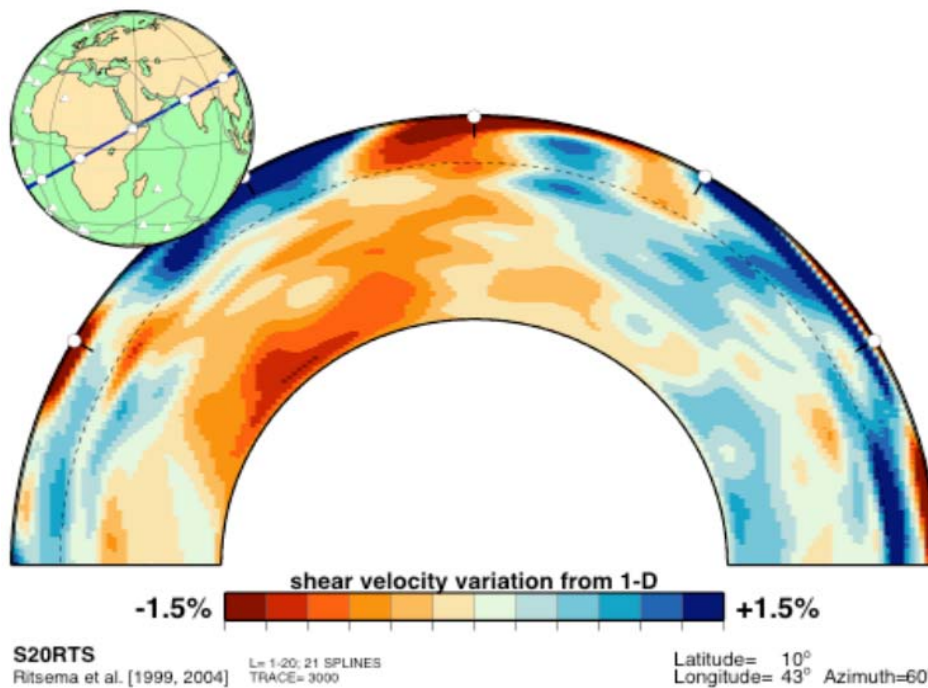
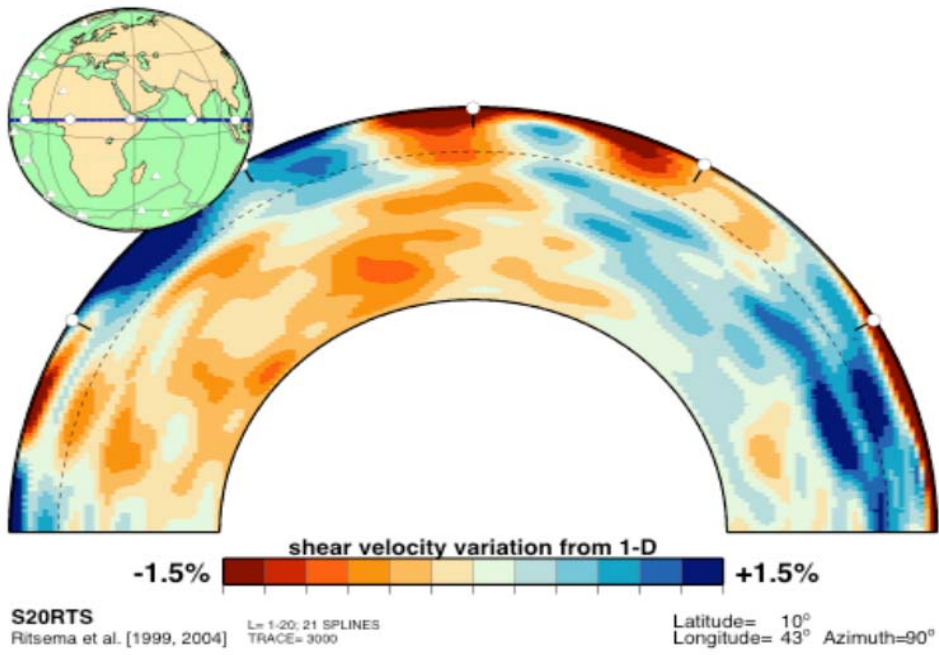


Рис. 1. Сечения через Афар по [Ritsema, 2005]

Условные обозначения для рис. 1–12. Синяя линия на земном шаре указывает на поверхностную проекцию сечения. Центр сечения и его азимут (по часовой стрелке с севера на центр) указаны в правом нижнем углу. Круги на этой линии и галочки на поперечном сечении в 30° друг от друга. В областях, окрашенных красным (синим), скорость сдвига ниже (выше), чем в среднем скорость сдвига на этой глубине. Треугольники указывают расположение горячих точек по каталогу [Sleep, 1990]. Поперечные сечения проходят под углами: *a* – 30°, *б* – 60°, *в* – 90°, *г* – 120°

6



2

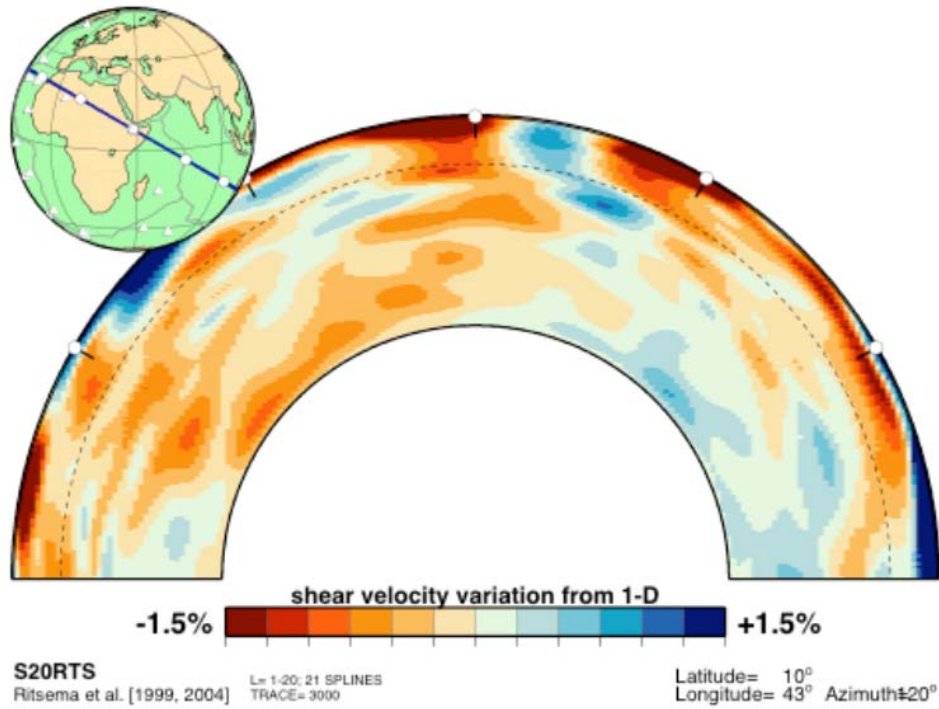
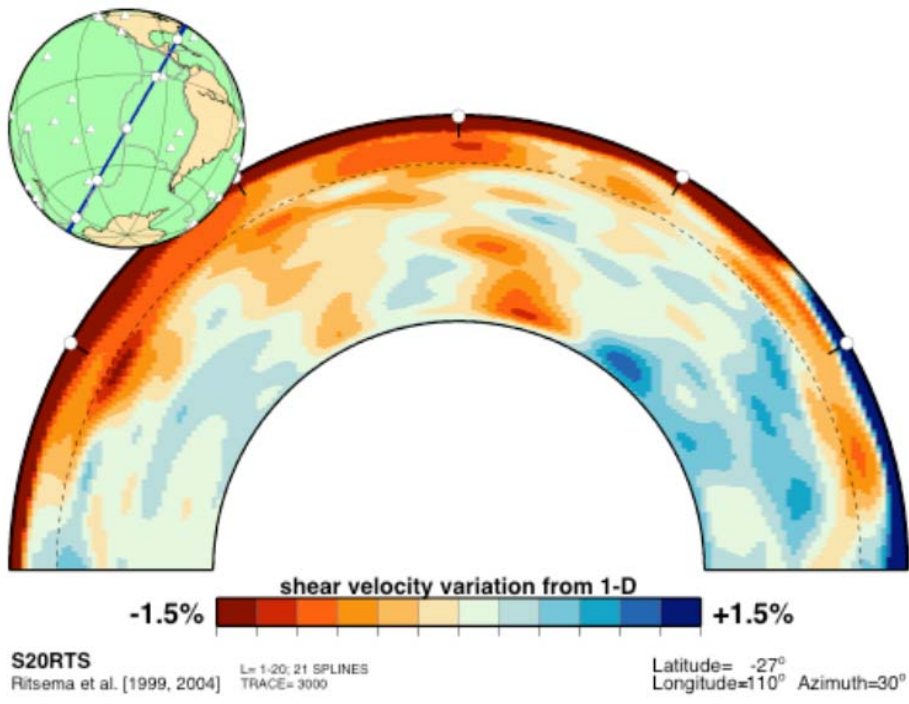


Рис. 1. Окончание

a



b

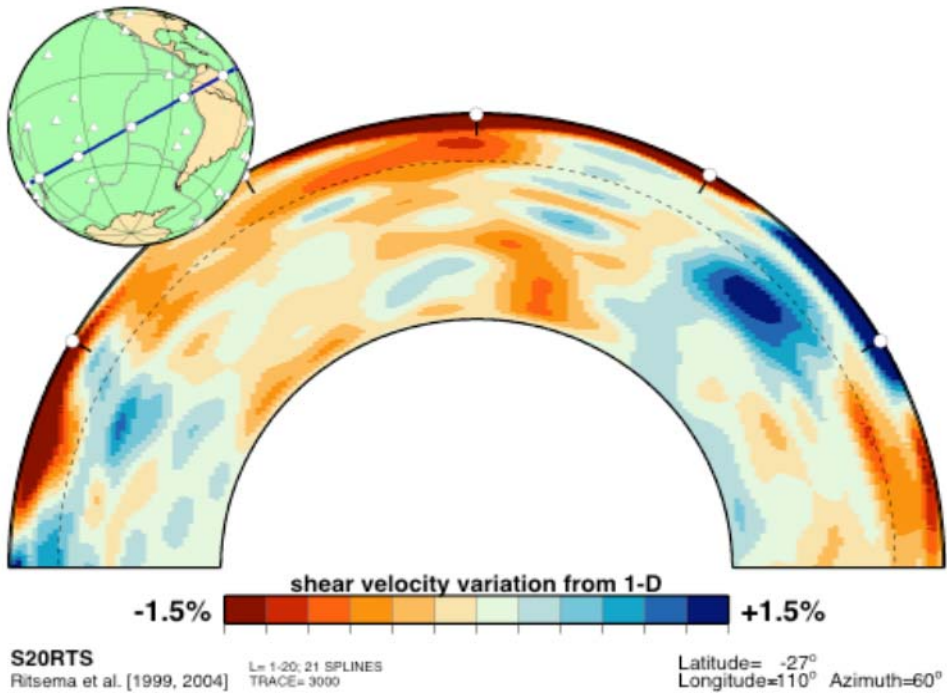
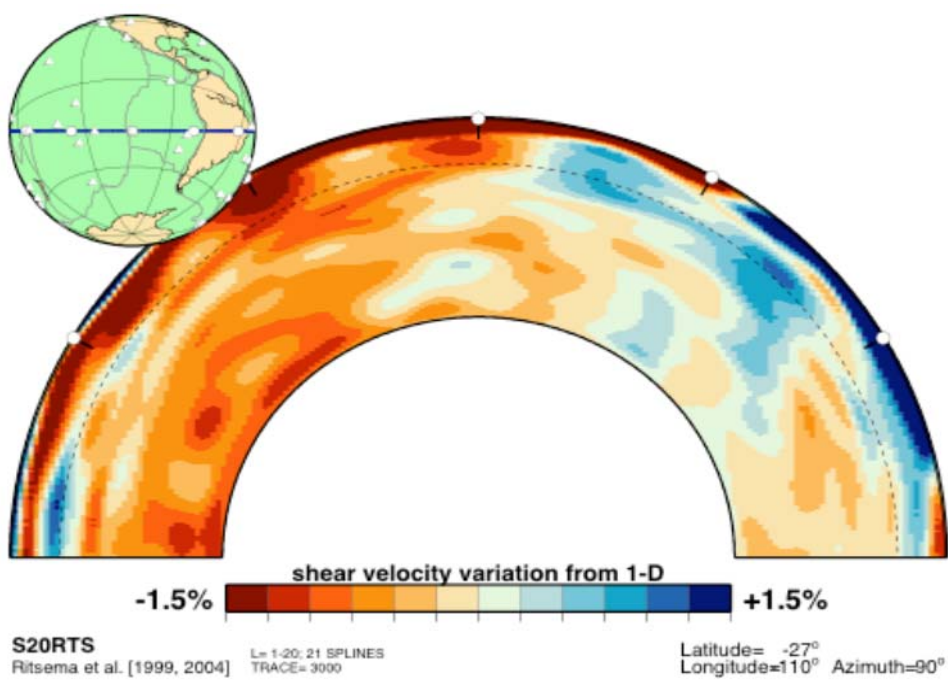


Рис. 2. Сечения острова Пасхи

6



2

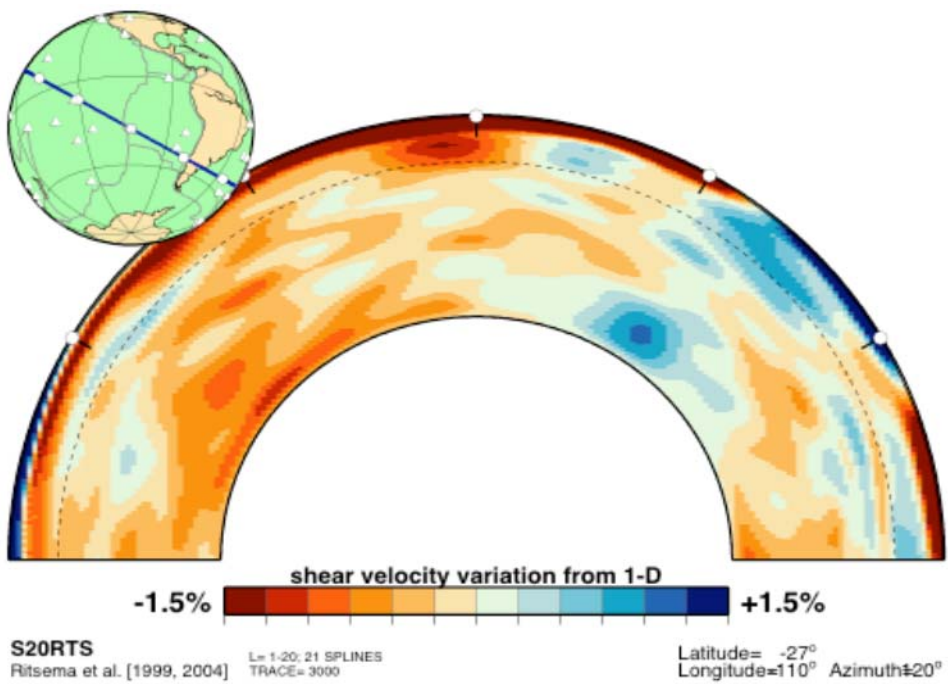
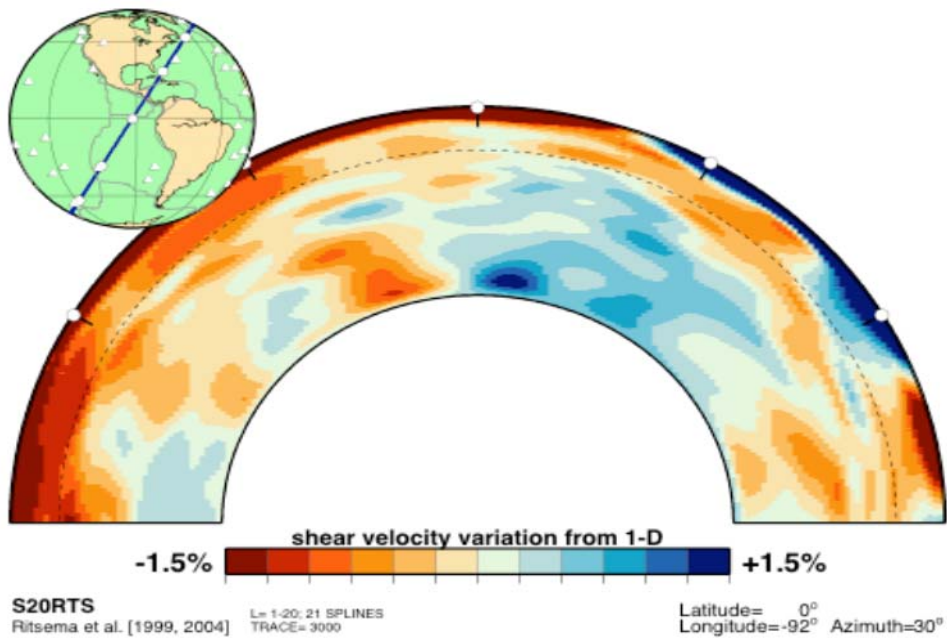


Рис. 2. Окончание

a



b

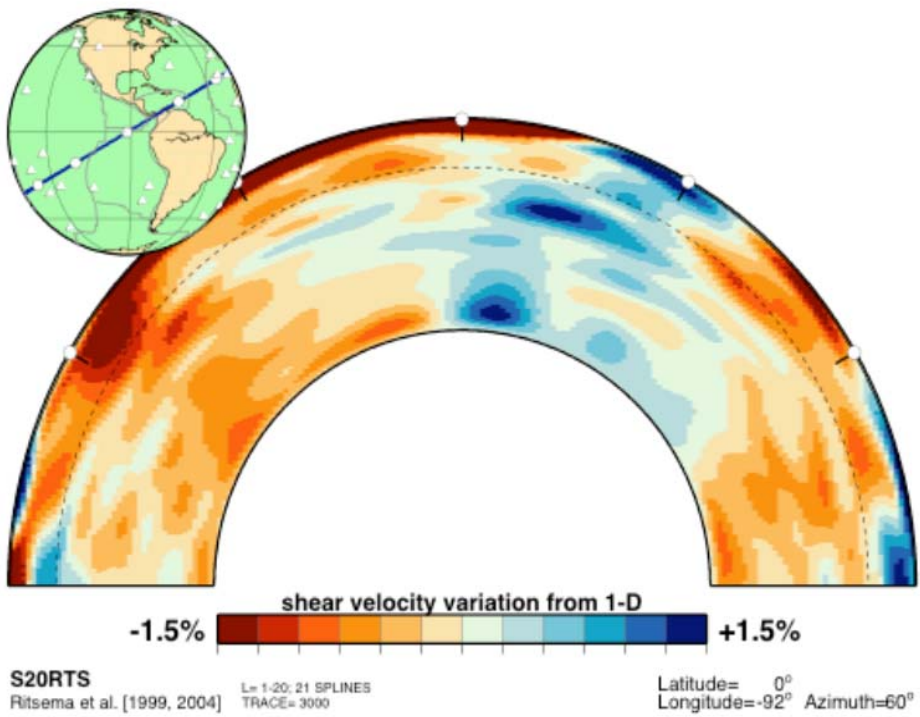
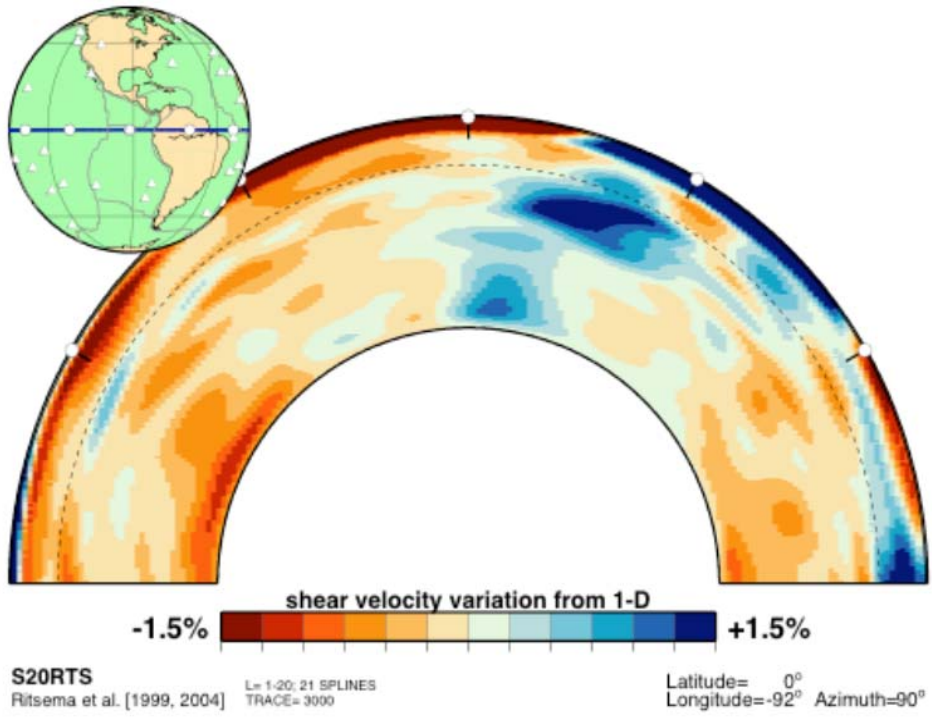


Рис. 3. Сечения Галапагосских островов

6



2

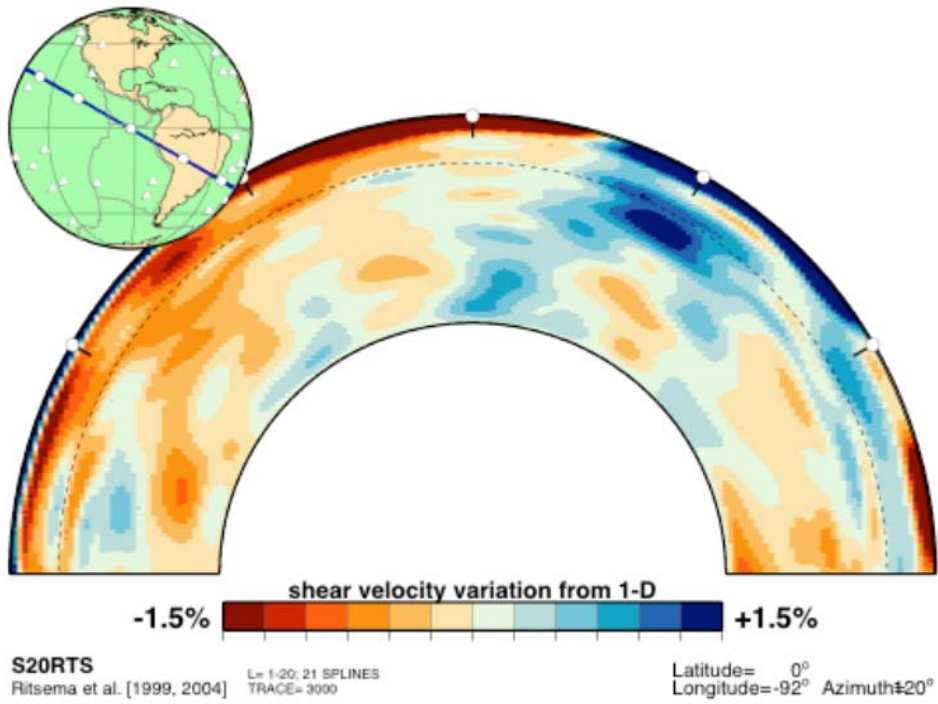
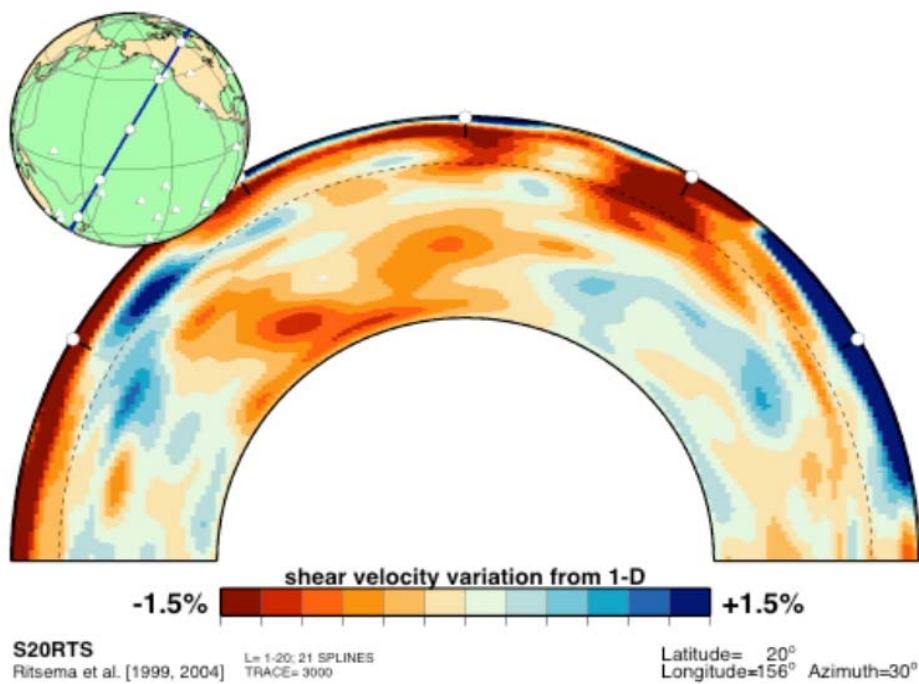


Рис. 3. Окончание

a



б

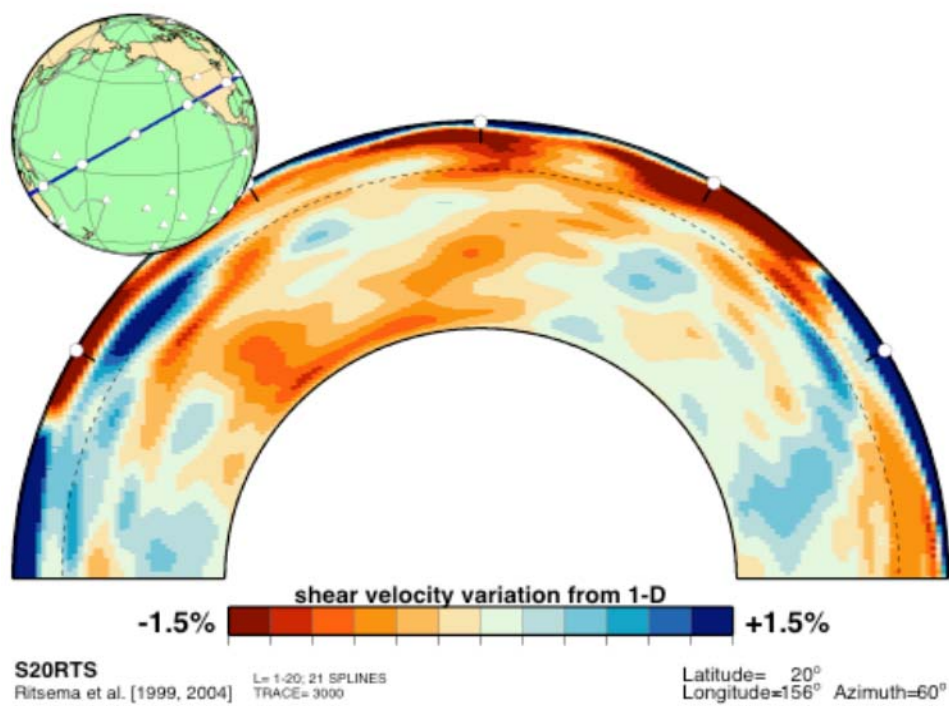
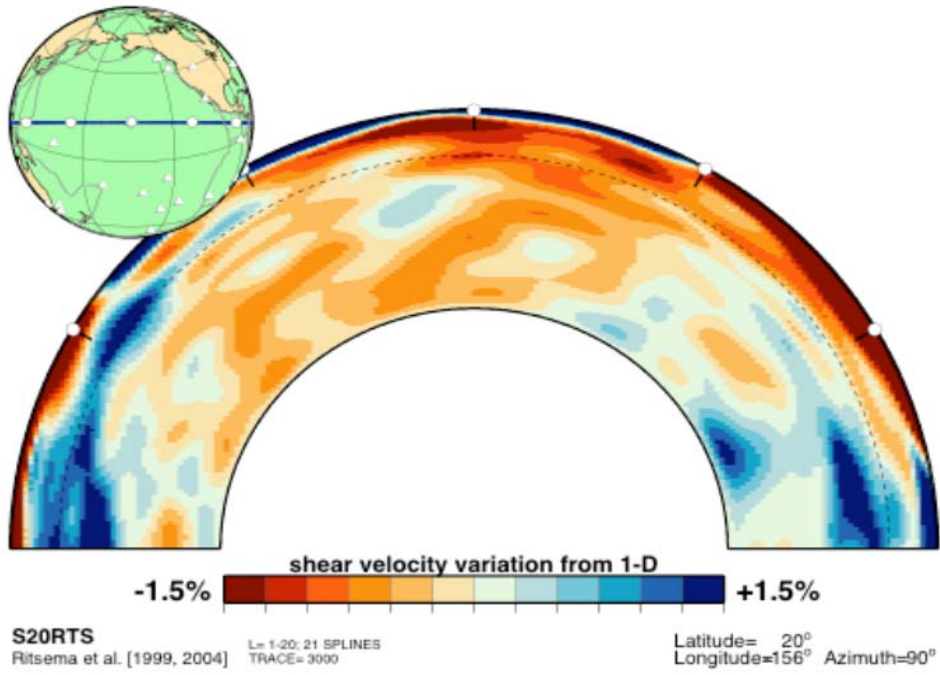


Рис. 4. Сечения через Гавайи

6



2

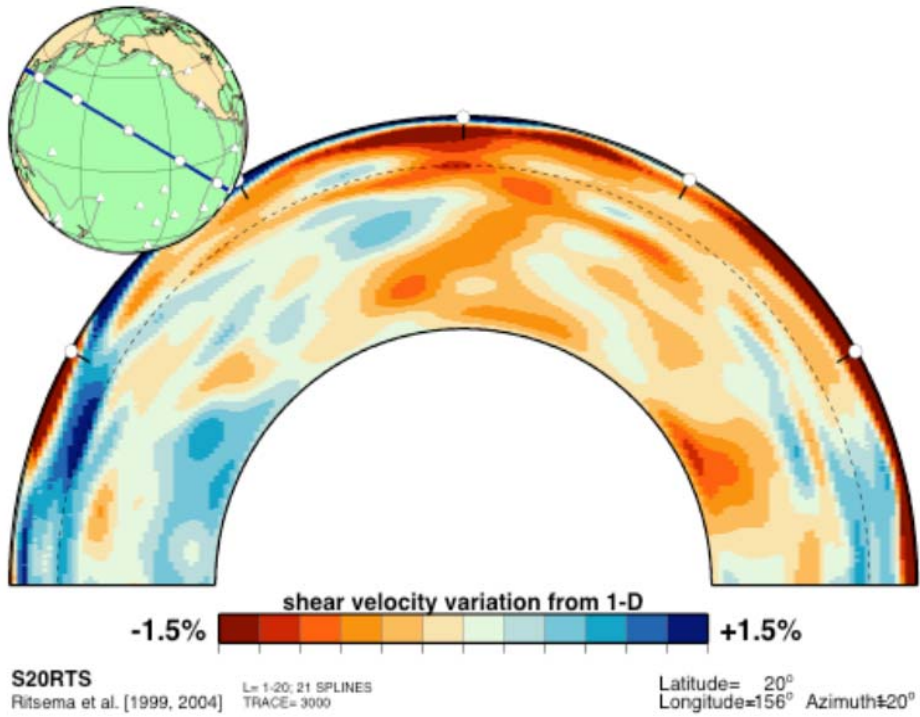
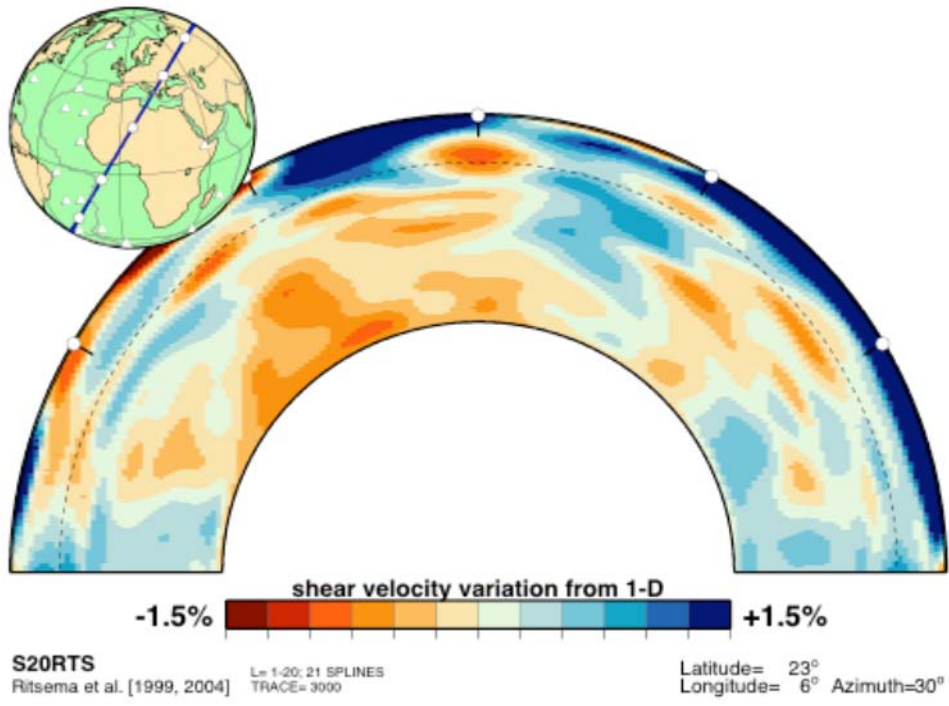


Рис. 4. Окончание

a



b

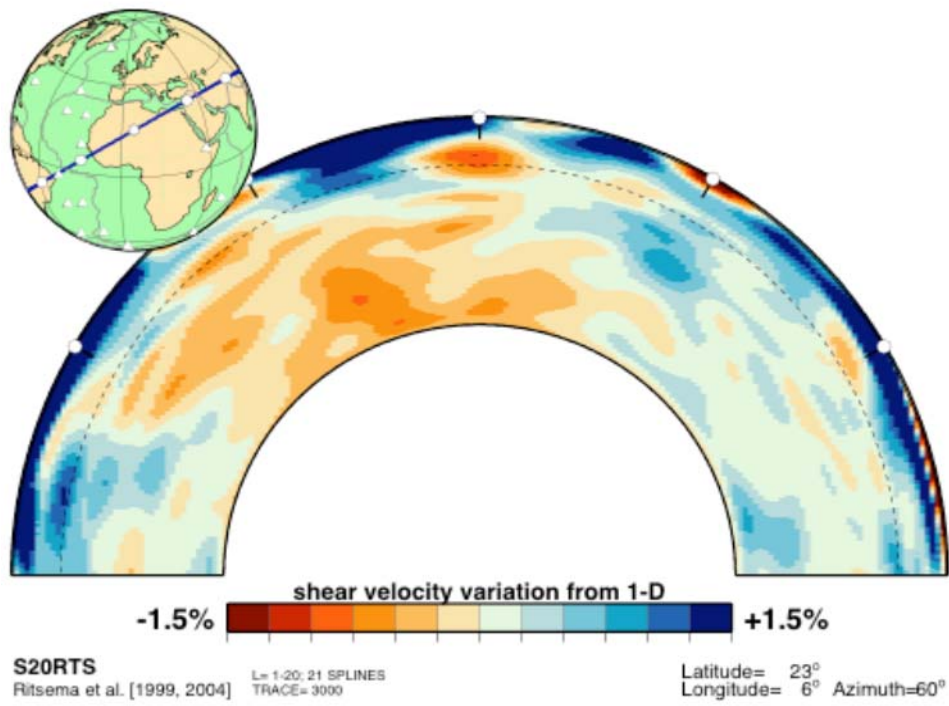
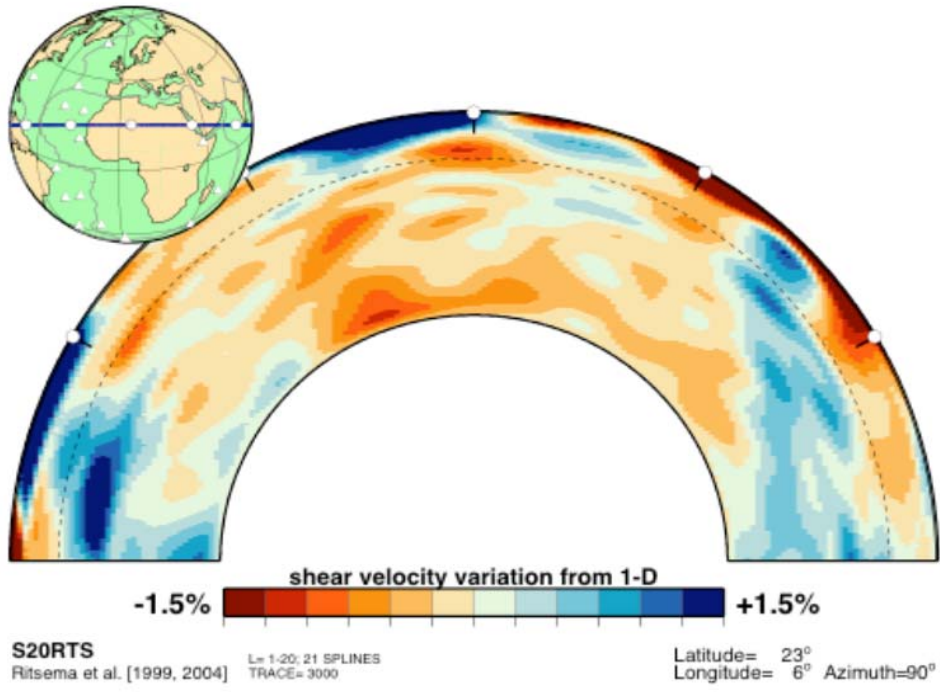


Рис. 5.

6



2

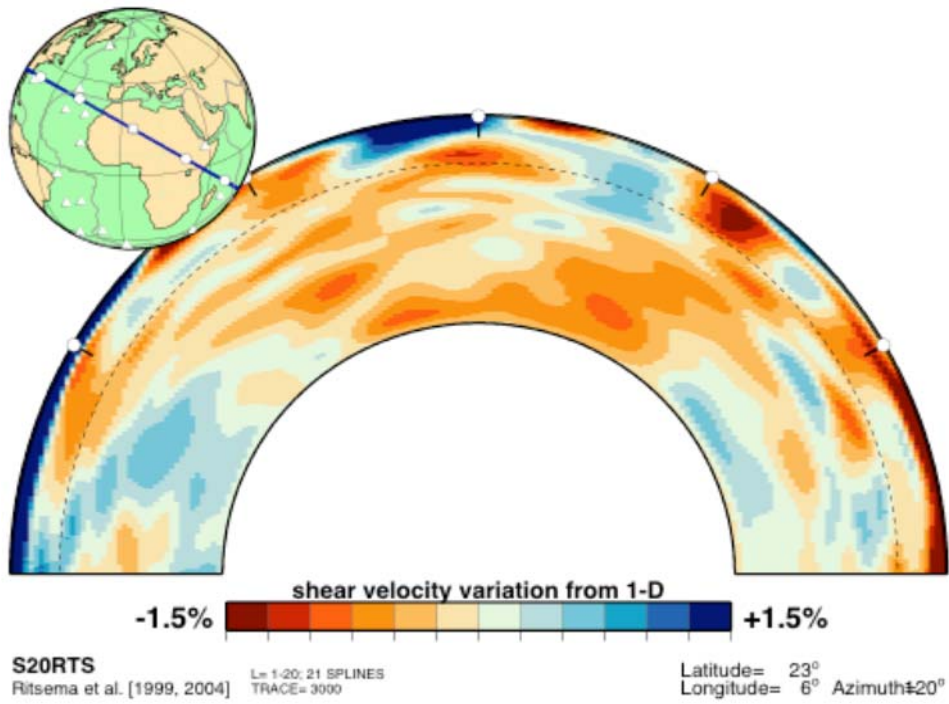
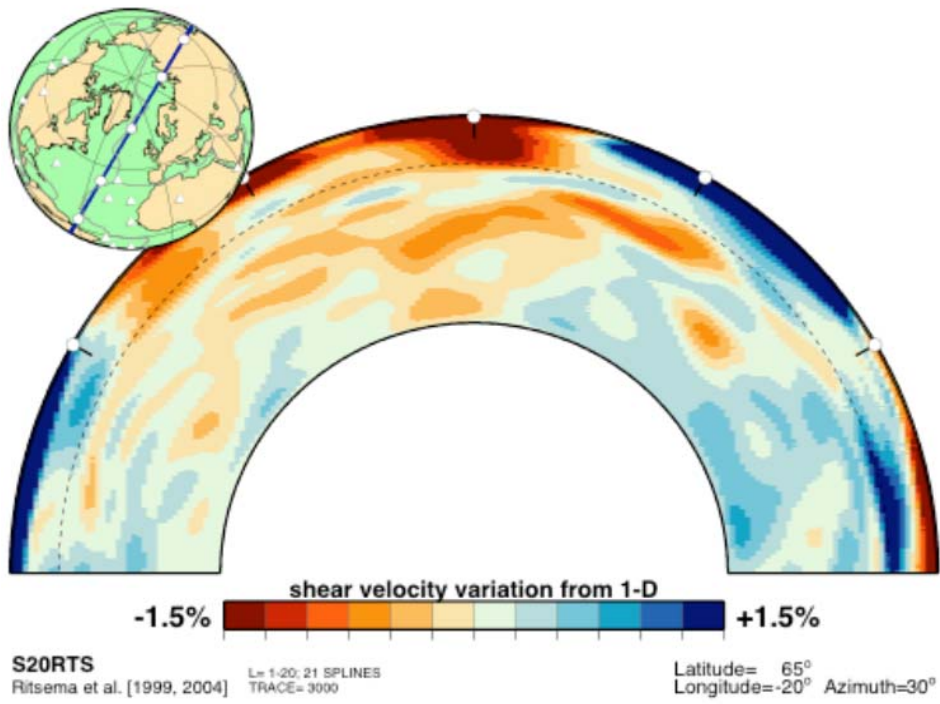


Рис. 5. Окончание

a



b

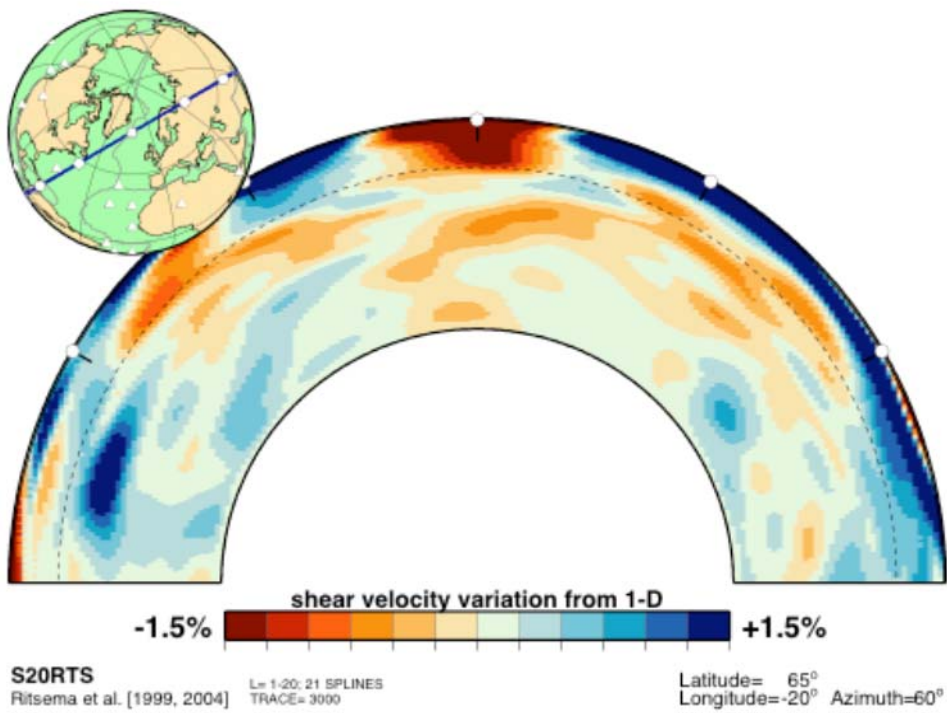
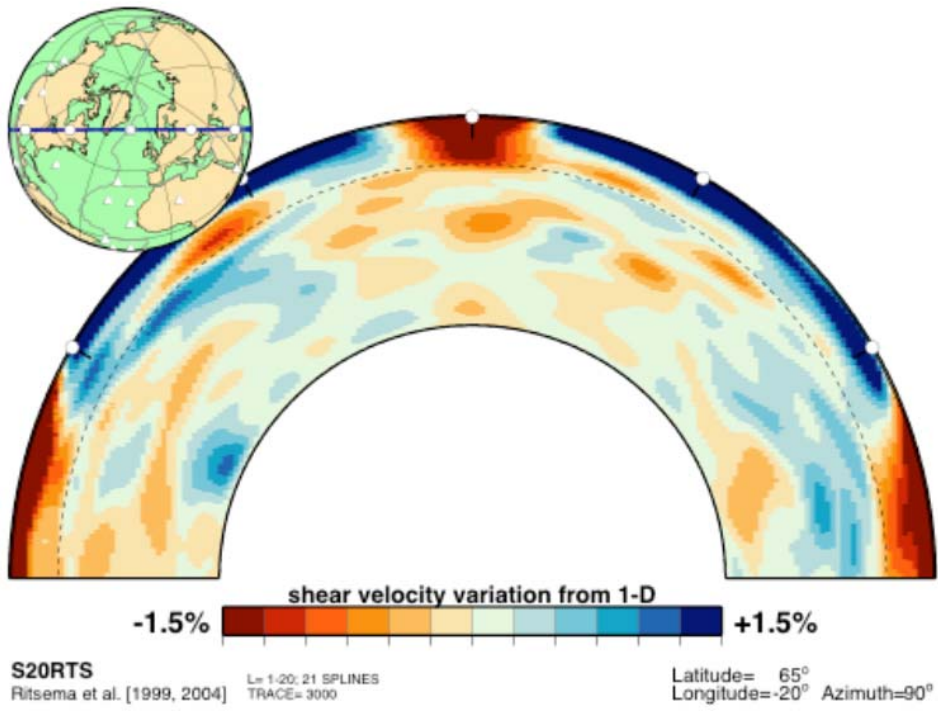


Рис. 6. Сечения через Исландию

6



2

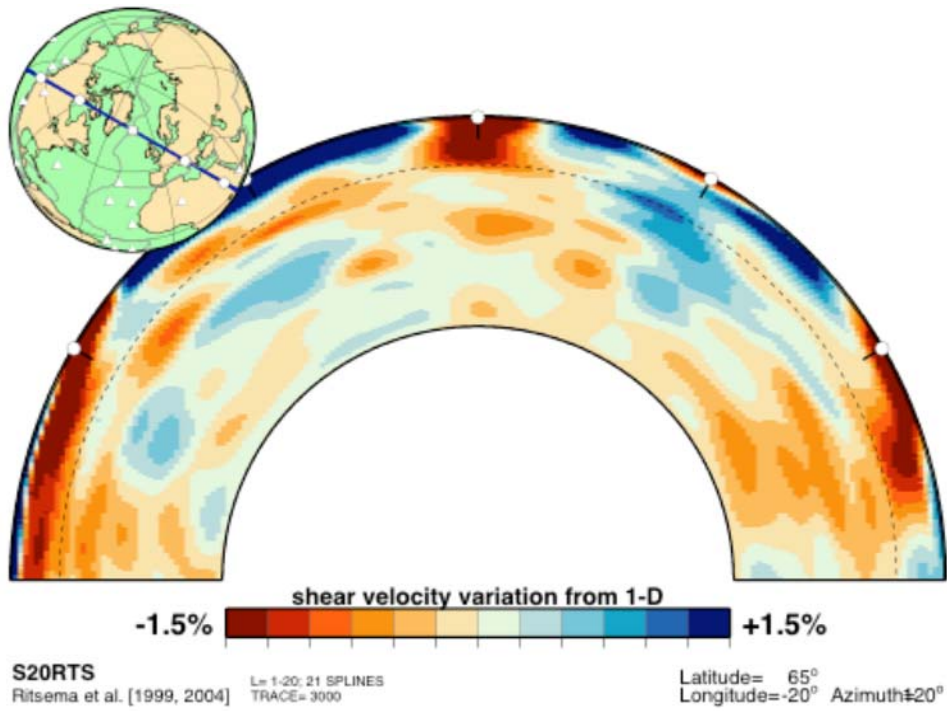
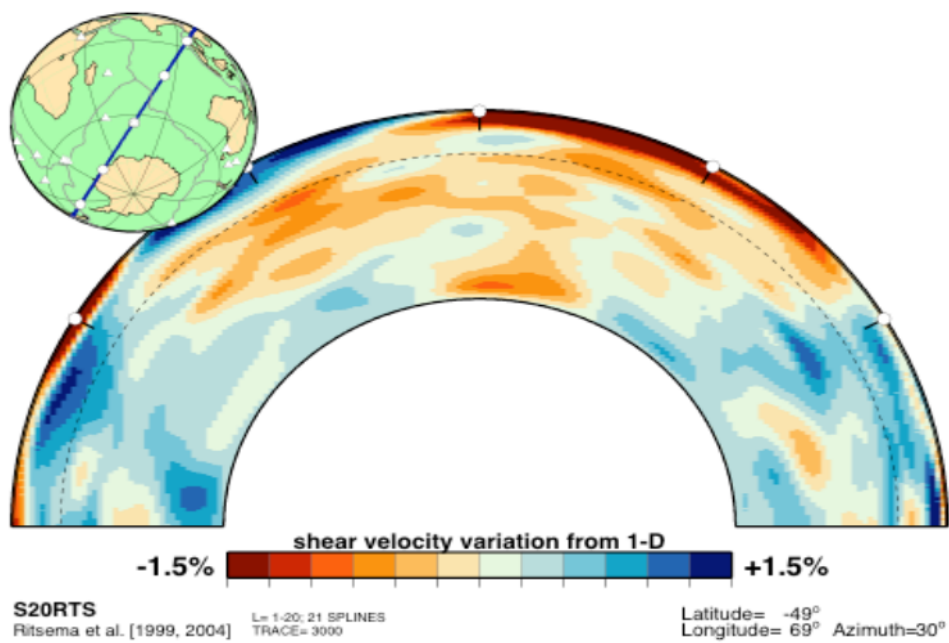


Рис. 6. Окончание

a



b

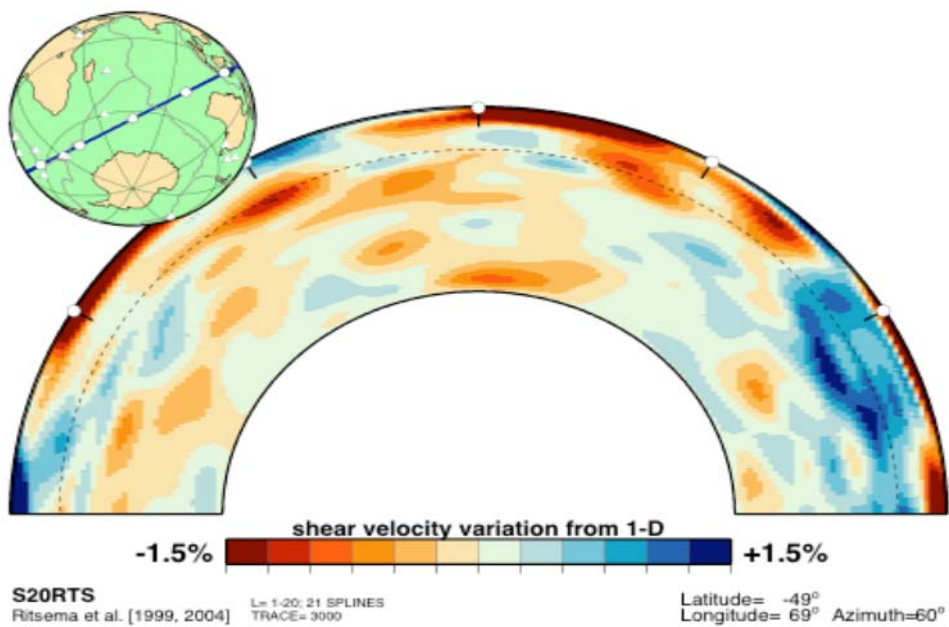
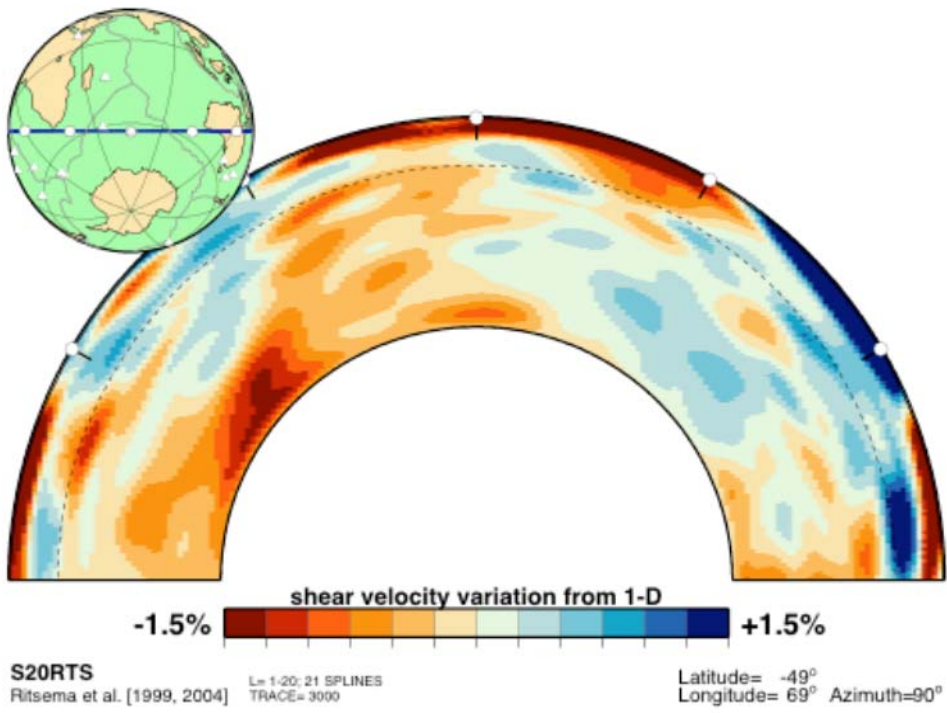


Рис. 7. Сечения по Кергелену

6



2

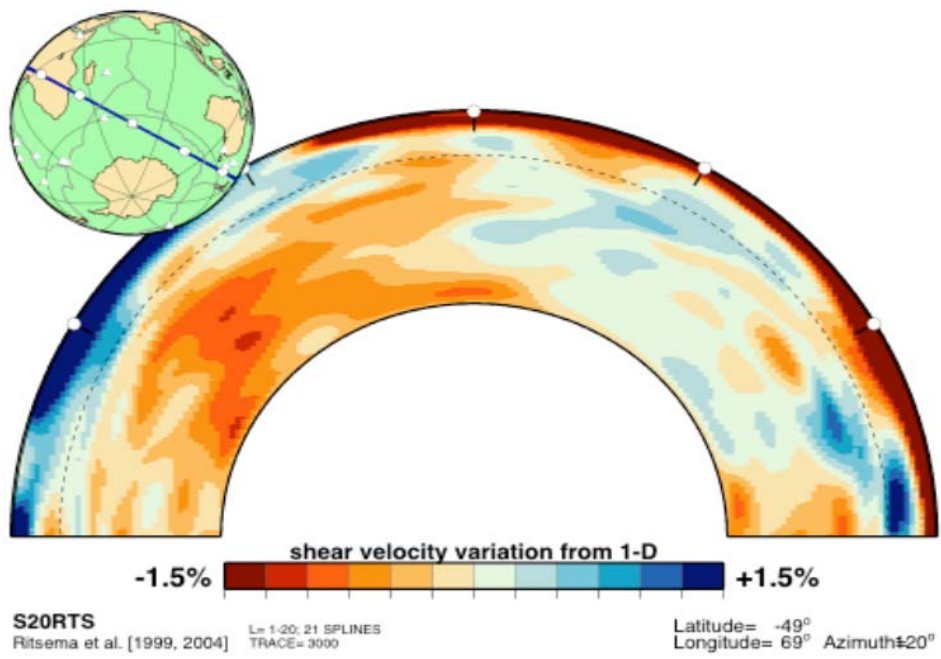
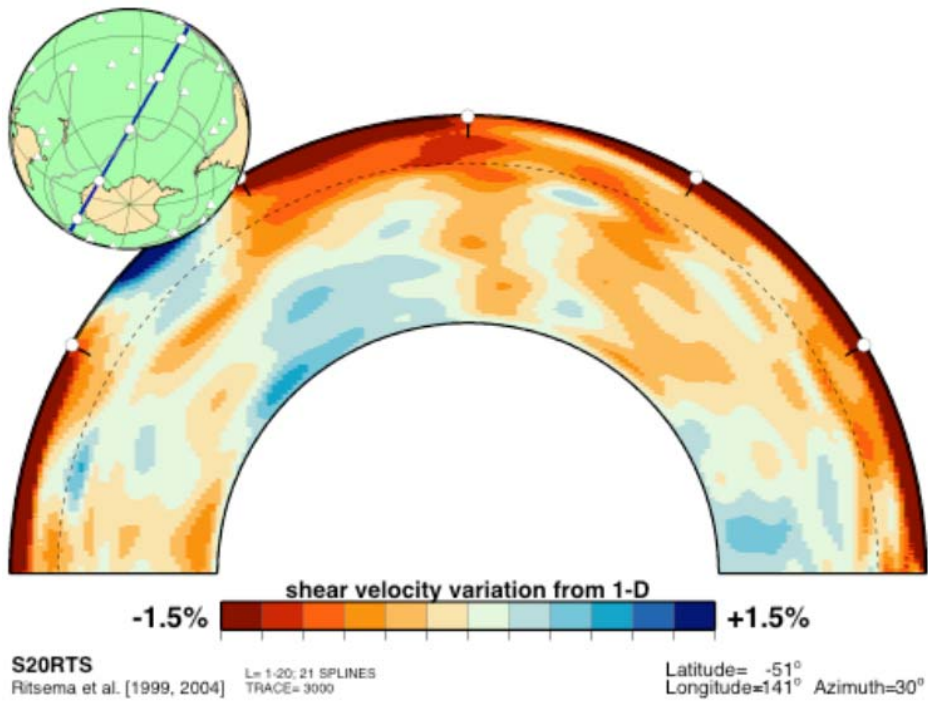


Рис. 7. Окончание

a



b

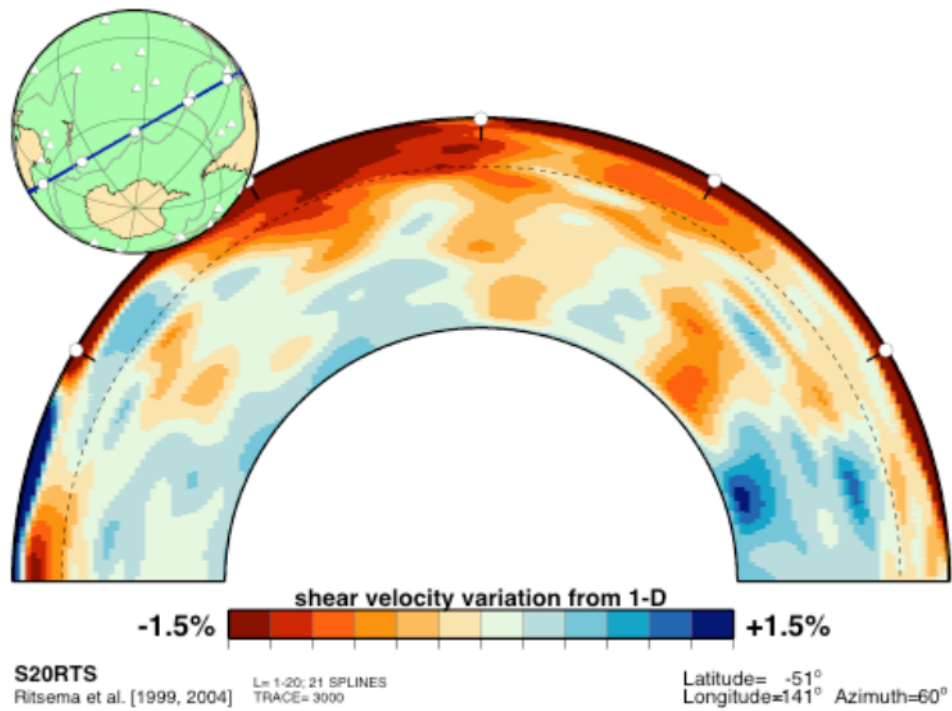
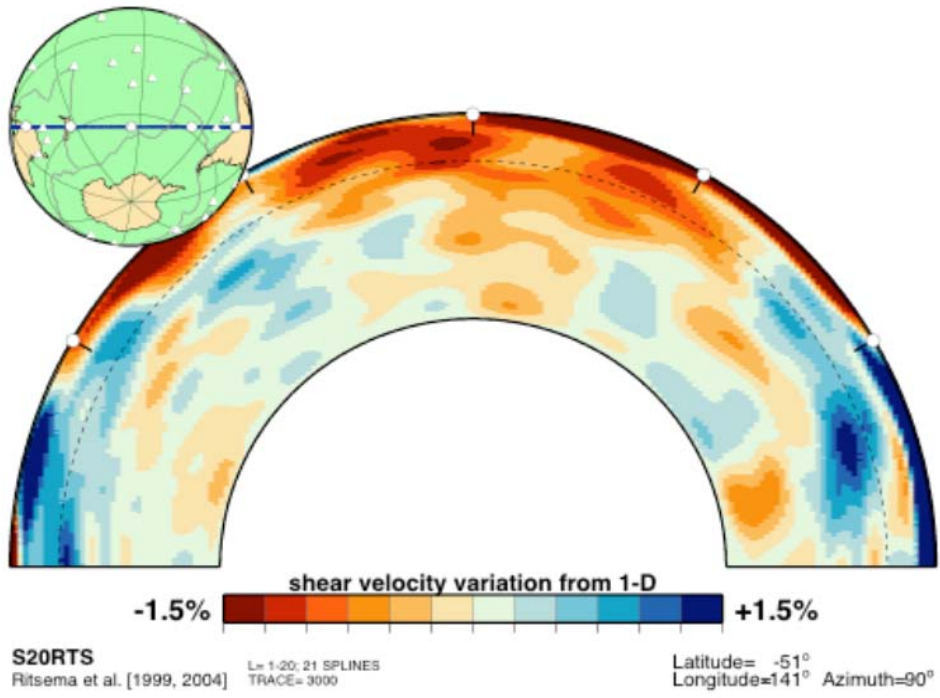


Рис. 8. Сечения через Луисвилл

6



2

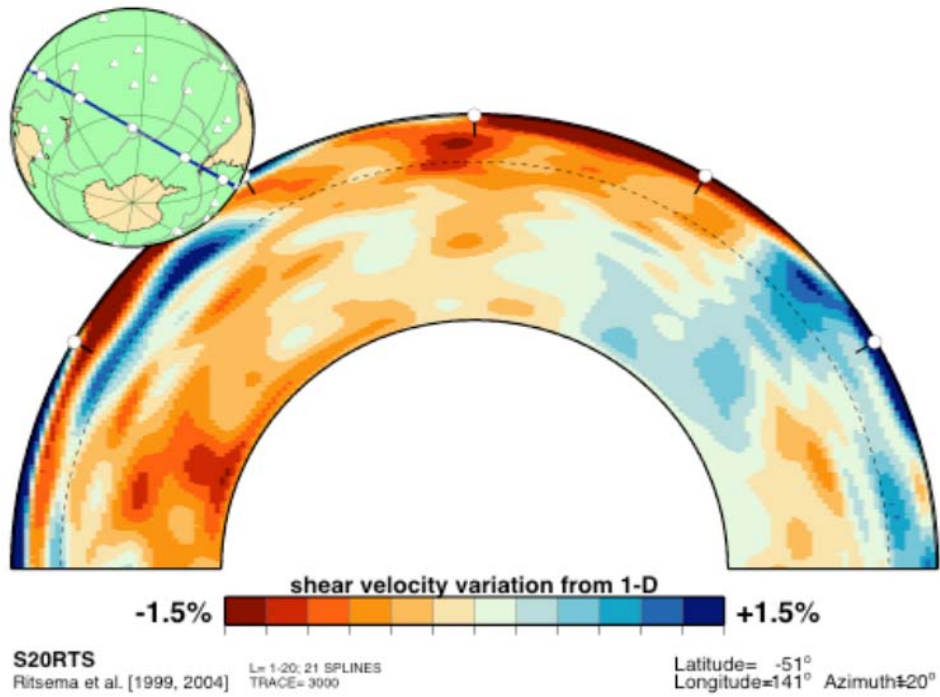
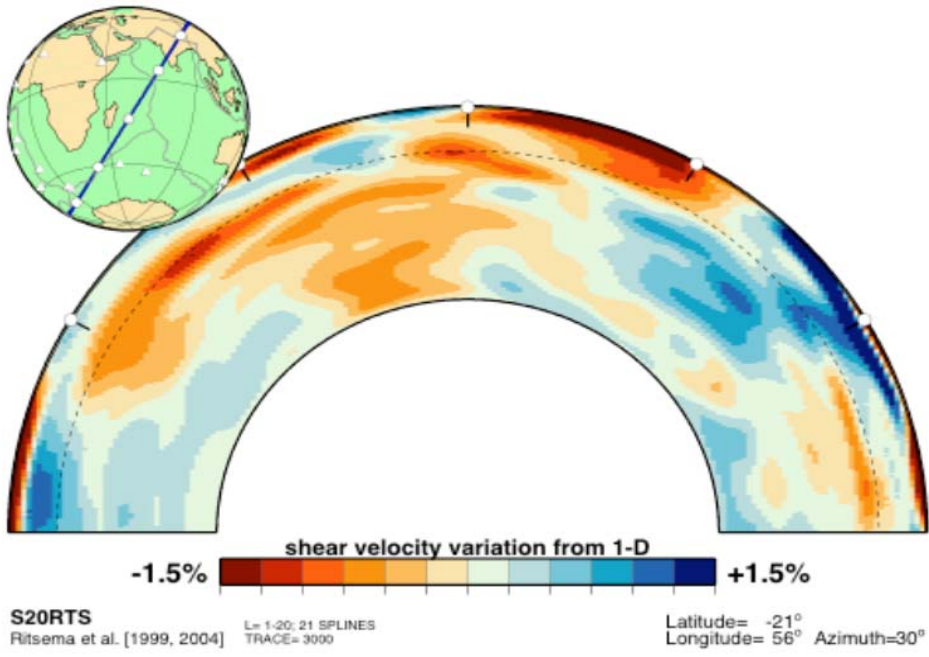


Рис. 8. Окончание

a



b

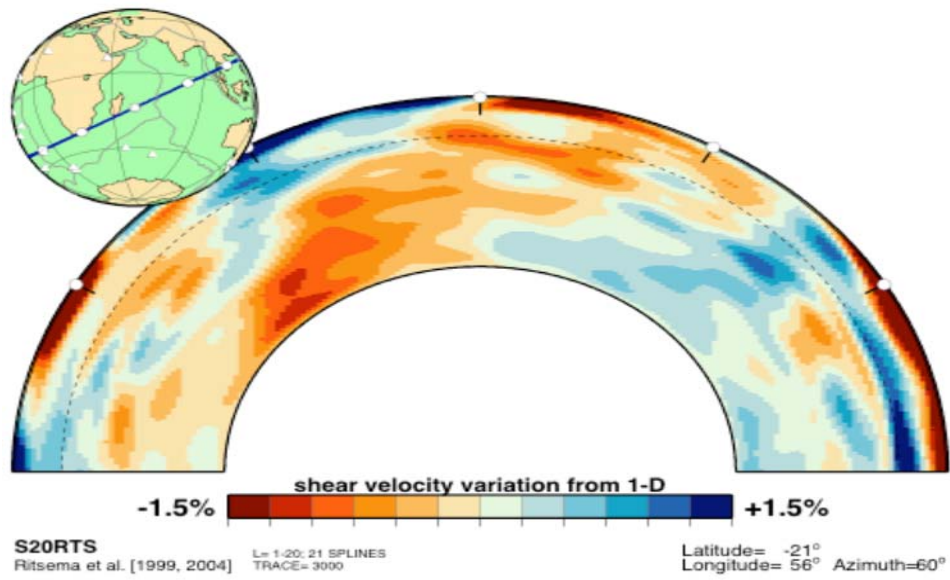
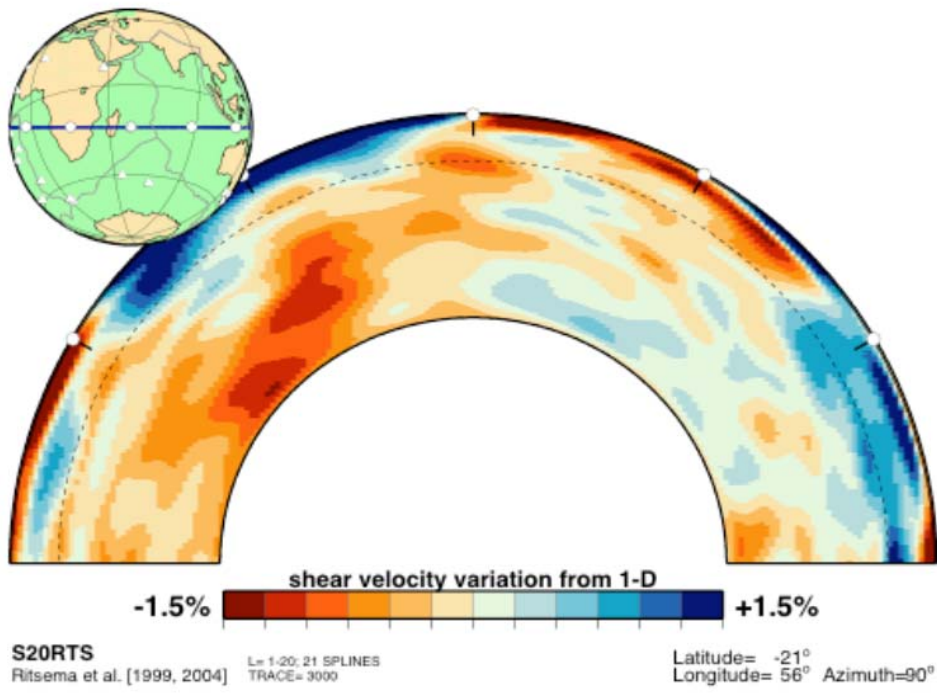


Рис. 9. Сечение Реюньон

6



2

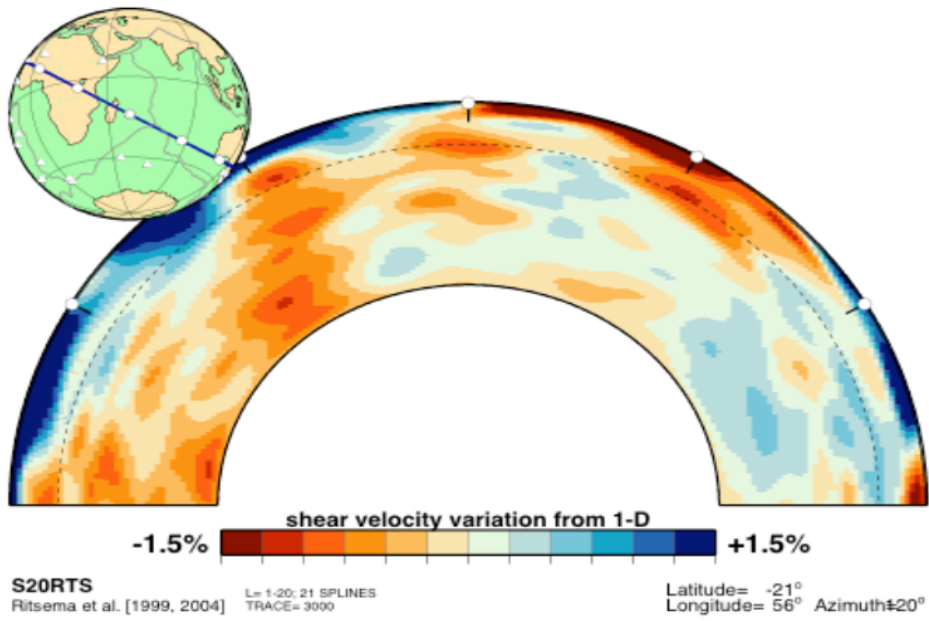
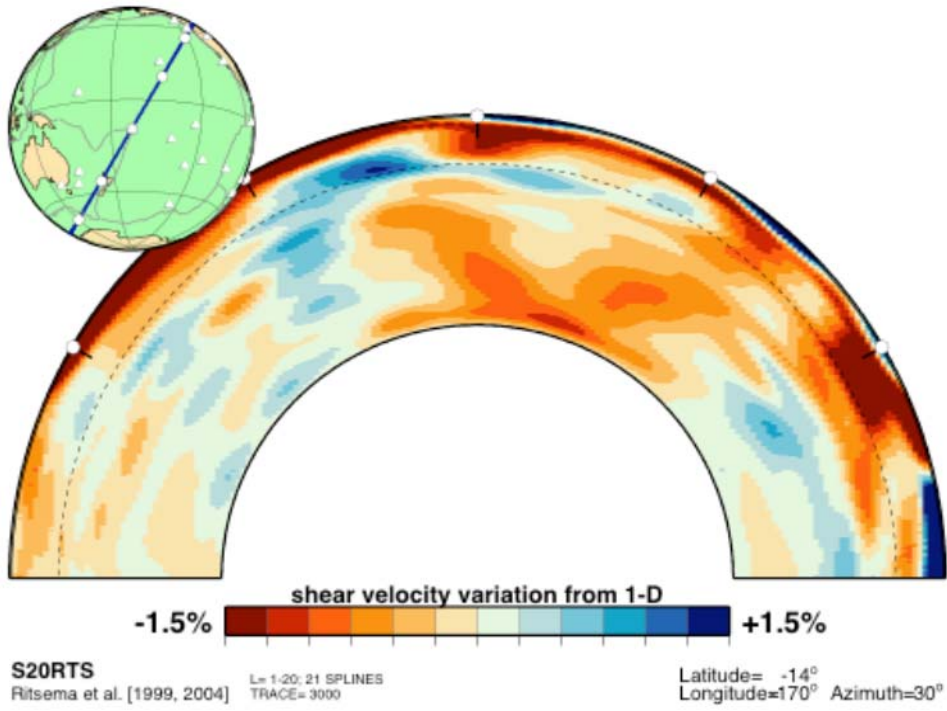


Рис. 9. Окончание

a



b

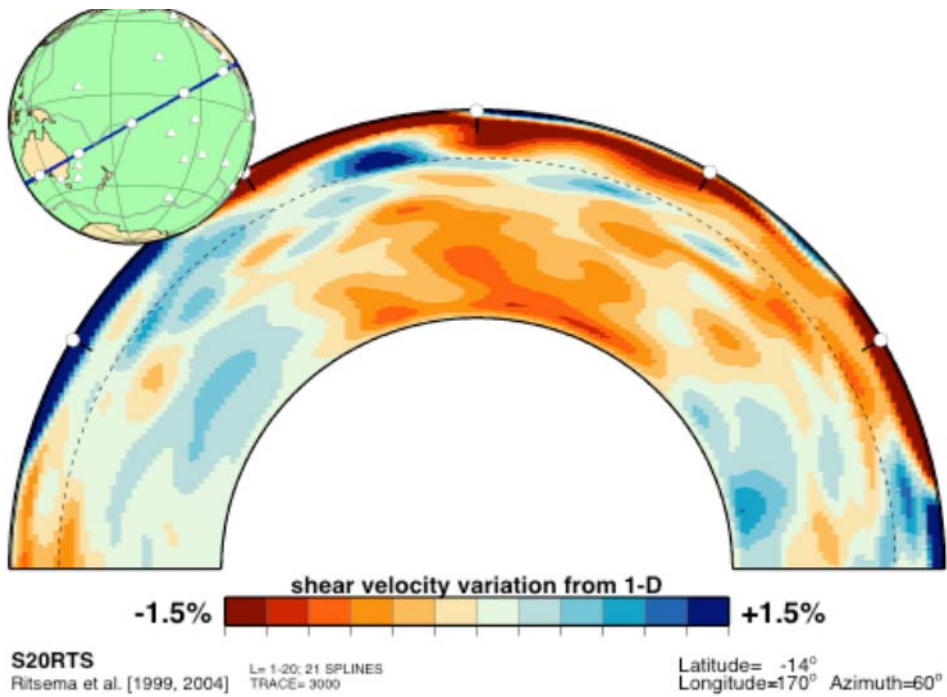
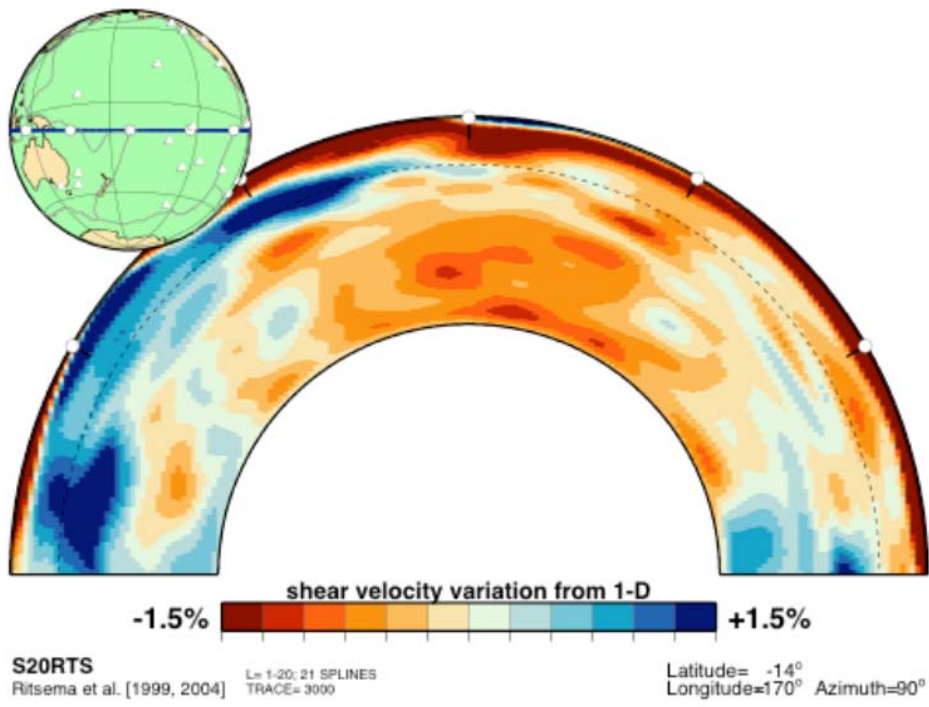


Рис. 10. Сечения через Самоа

6



2

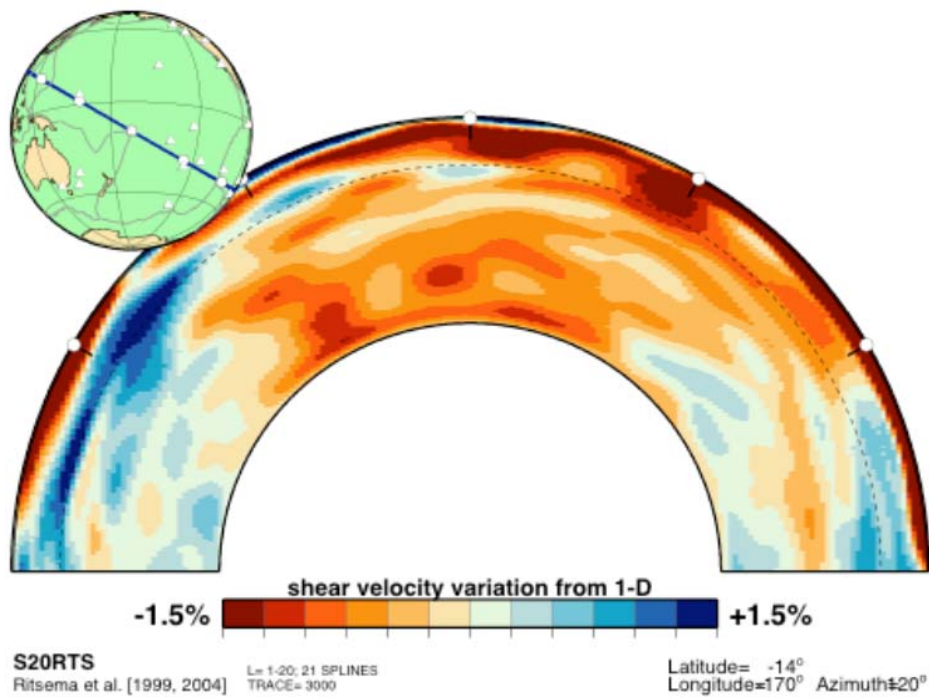
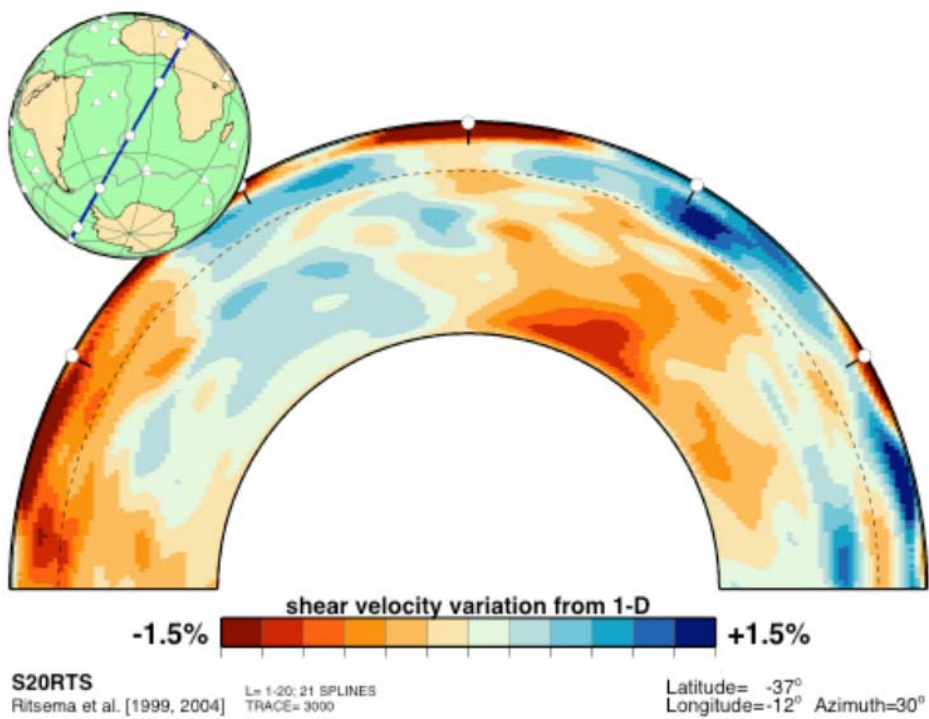


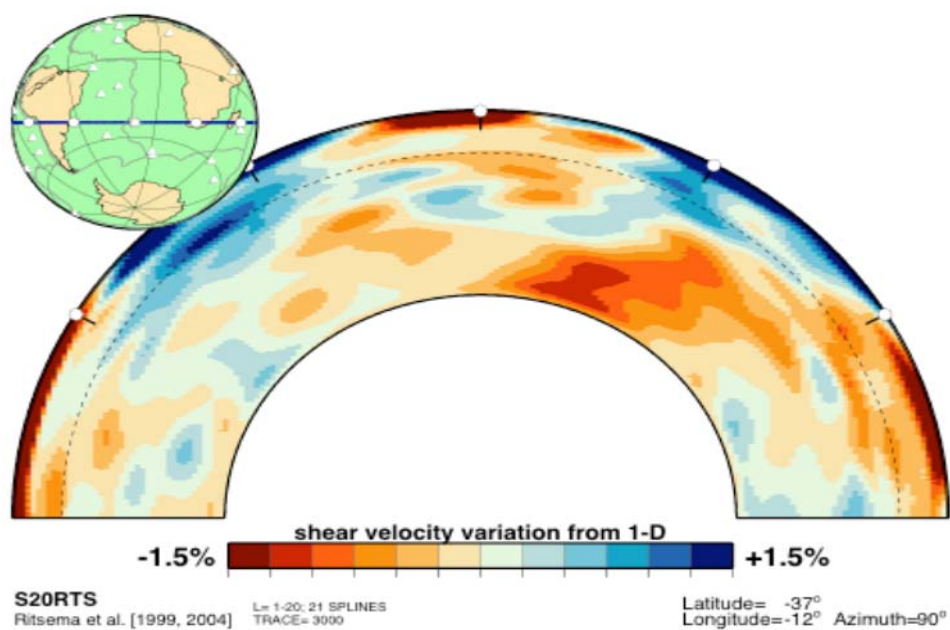
Рис. 10. Окончание

a



б

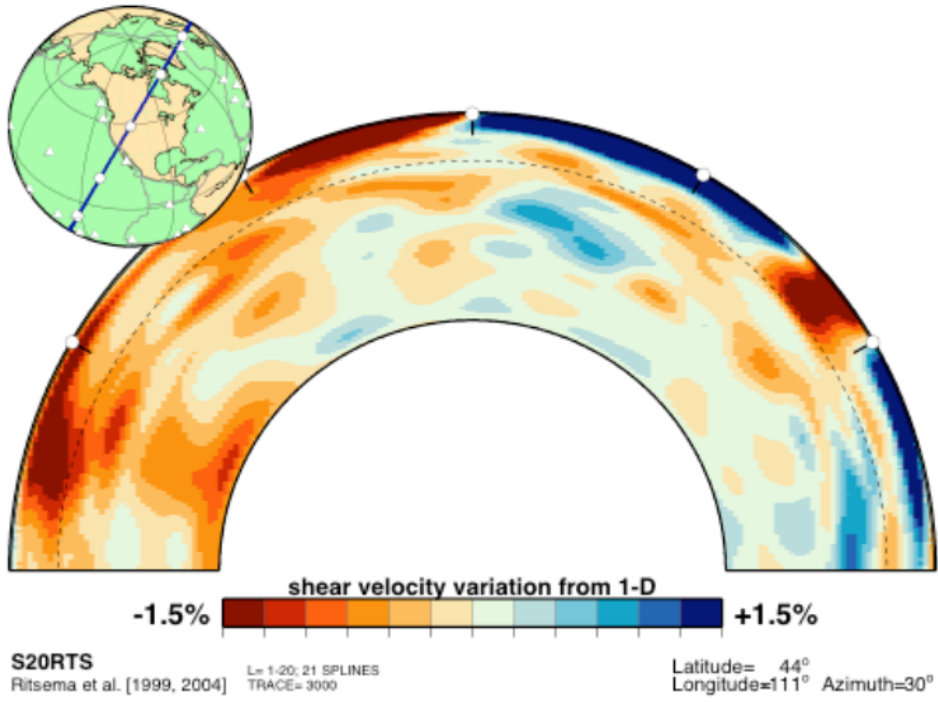
в



г

Рис. 11. Сечения через Тристан-да-Кунья

a



б

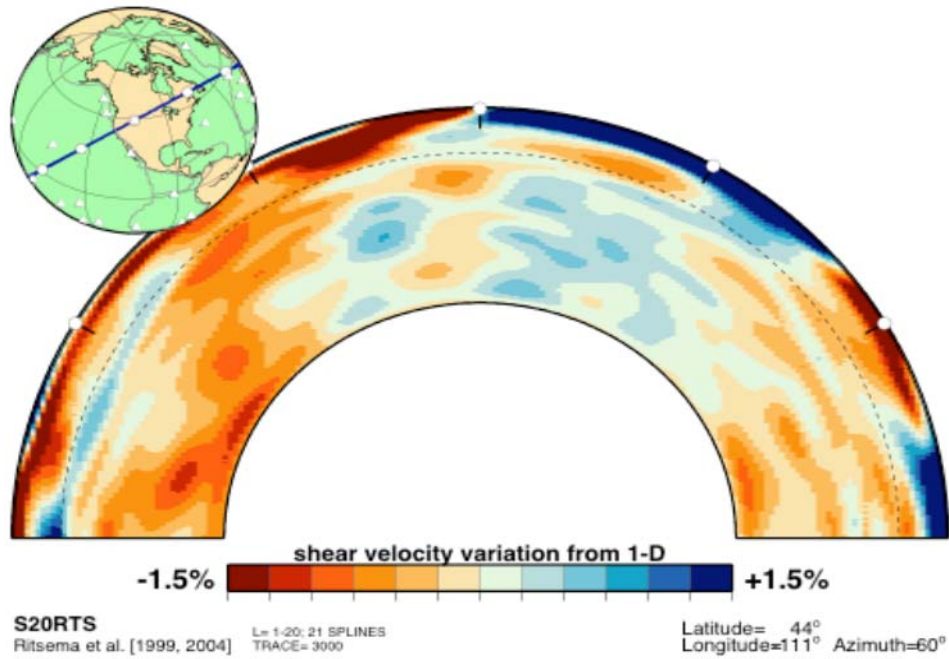
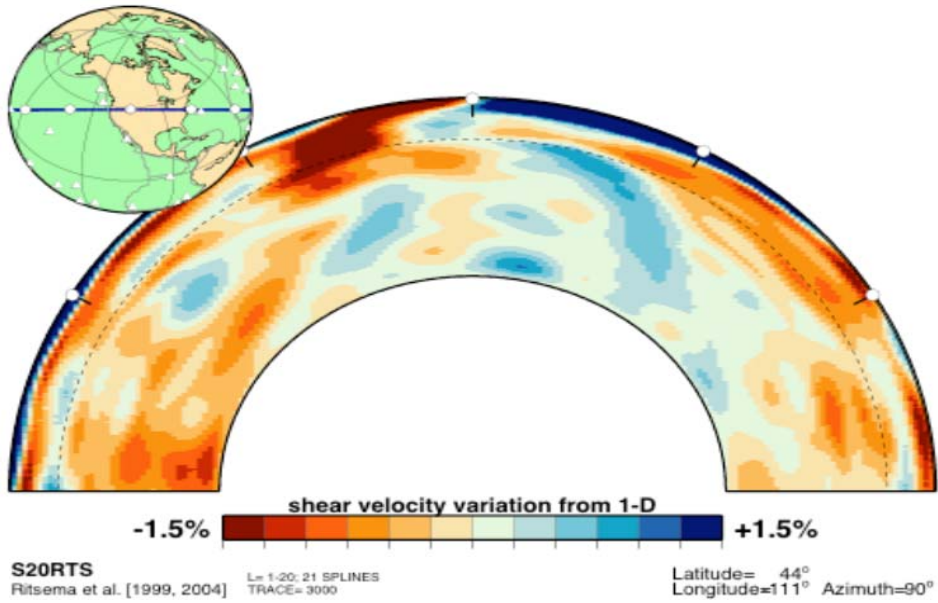


Рис. 12. Сечения через Йеллоустун

6



2

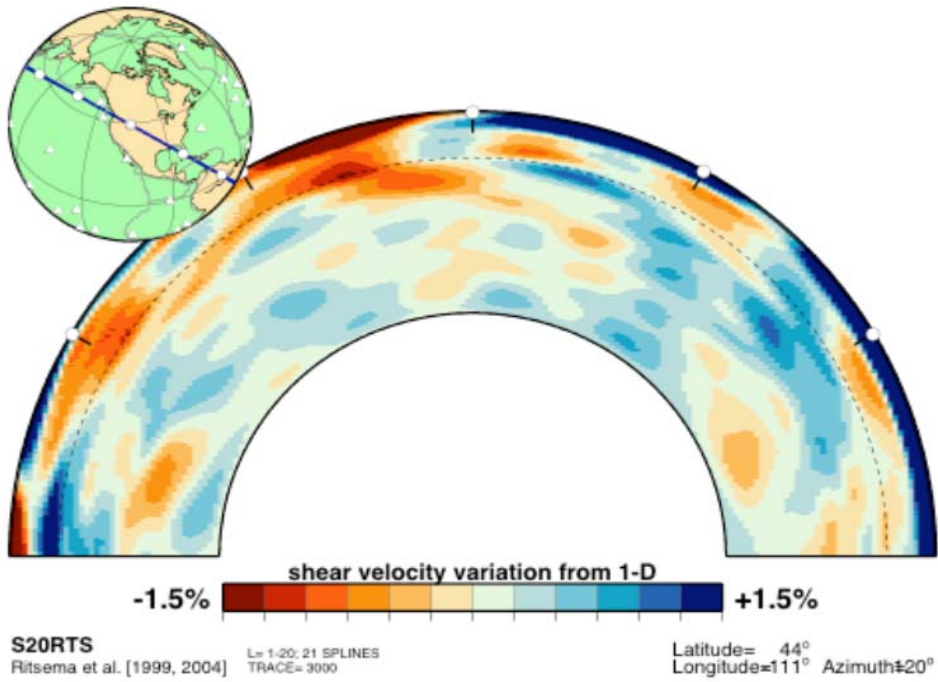


Рис. 12. Окончание

Внутреннее и внешнее ядра Земли. Сейсмические построения по результатам ГСТ (J. D. Collier, G. Helffrich, 2001) позволили предположить наличие достаточно обоснованных данных о плотностной неоднородности внутреннего ядра под северной частью Тихого океана. Показано существование неоднородности внутреннего ядра в радиусе 870–1080 км и скоростной градиент внутри ядра по долготе. По данным А. Крегера

(К. Creager, 1997), анизотропия во внутреннем ядре проявлена в значительных масштабах. Неоднородность внешнего ядра установлена методом глубинной сейсмической томографии – ГСТ [Boshi, Dziewonski, 2000]. В модели внешнего ядра этих авторов, представлено три разноглубинных сечения: а) 3125–2900 км, б) 3800–4025 и в) 4700–4925 км. Показано, что неоднородность относительно более явно (с относительно более высокими величинами скоростных пертурбаций (± 0.9)) проявлена в «верхнем» и «нижнем» сечениях. На сейсмотомограммах видно чередование относительно низко- и высокоскоростных «доменов», создающих впечатление об «этажной», доменной структуре внешнего ядра. Особенно значимы относительное увеличение его неоднородности по мере приближения к граничным системам – границам внутреннего и внешнего ядра и верхнее ядро – нижняя мантия. Весьма примечательно, что на сейсмотомограмме верхнего уровня внешнего ядра [Boshi, Dziewonski, 2000] может быть различима низкоскоростная аномалия, совпадающая с гигантской низкоскоростной Южно-Тихоокеанской аномалией, проявленной вполне отчетливо в пределах граничной системы ядро – мантия (D'') и в нижней мантии.

Граница ядро – нижняя мантия – одна из наиболее контрастных граничных систем Земли. Изменение плотностей и скоростных характеристик на этой границе значительно превышают изменения тех же характеристик на границе Земля – атмосфера и на границе литосфера – астеносфера. Зона уменьшения глубинных градиентов сейсмических скоростей обозначается как слой D'' и имеет невыдержанную глобально вертикальную протяженность, варьируя от 250 км в одних местах до почти полного отсутствия – в других [Dziewonski, Anderson, 1981; Williams, Revenaugh, Garnero, 1998], что в целом морфологически не полностью соответствует понятию «слой» и скорее отвечает понятию граничной системы, в которой могут быть сосредоточены процессы взаимодействия – глубинной дифференциации в системе ядро – мантия. Если величины скоростных пертурбаций в «средней» мантии $\pm 0.5\%$, то в граничной системе (слое) D'' они достигают 2–3% и более [Van der Hilst, 1997]. Установлено, что в основании граничной системы ядро – мантия (слой D'') присутствует зона ультранизких скоростей (ULVZ) мощностью 5–50 км, в которой фиксируется уменьшение величин скоростных пертурбаций до десяти процентов [Garnero, Helmberger, 1998; Williams, Revenaugh, Garnero, 1998] (S. Tanaka, H. Hamaguchi, 1997). В ряде других мест фиксируется резкая граница ядро – мантия и слой ULVZ отсутствует, подчеркивая неоднородность и этого слоя и слоя D'' в целом. Подобного рода неоднородности в слое ULVZ могут достигать протяженности в десятки и сотни километров [Vidal, Hedlin, 1998]. Считается (S. Tanaka, H. Hamaguchi, 1997), что пространственное распределение ULVZ коррели-

руется с размещением горячих точек. Отмечено, что в пределах ULVZ скорость S-волн может быть уменьшена до 30% и P-волн до 10%. Работы С. Танака (S. Tanaka, H. Hamaguchi, 1997, 2002) посвящена изучению «тонкой структуры» ULVZ. По его данным, в регионе Самоа – Таити – Маркизы мощность ULVZ «пятнами» меняется от 40–30–20–10 км, образуя на площади Южно-Тихоокеанской аномалии отдельные изолированные «пятна» наибольшей мощности ULVZ (40 км) протяженностью до 500 км и шириной 50–200 км.

Увеличение неоднородности нижней мантии по мере перехода и приближения к упомянутым граничным системам зафиксировано в данных ГСТ [Boshi et al., 2001]. 3D-ГСТ модели выразительно представляют и радиальную и латеральную неоднородности нижней мантии [Vina, 1998]. Глобальные сейсмологические наблюдения показывают, что характеристики волновой гетерогенности возрастают внизу нижней мантии (Su et al., 1994). Свидетельства сильной ($> 2\%$) Vs гетерогенности в больших масштабах (~ 200 км) в нижней мантии редки (G. Nolet, T. J. Moser, 1993); более слабые ($\sim 2\%$) Vp гетерогенности нижней мантии небольших размеров (< 8 км) могут быть обычными [Hedlin, Shearer, Earle, 1997]. Сильные, отчетливо выраженные неоднородности могут иметь различную протяженность. Возможна некоторая слабая анизотропия в наиболее верхней части (600–1000 км) нижней мантии (J. P. Montagner, B. L. N. Kennett, 1996).

Переходная зона нижняя – верхняя мантия (transition zone – TZ) рассмотрена К. Эги [Gu, Dziewonski, Agee, 1998], а также в специальной работе [Gu, Dziewonski, 2002]. TZ размещена в глубокой части верхней мантии в интервале глубин 400–670 км и характеризуется быстрым увеличением скоростей с глубиной: относительно резким скачком в сравнительно узком интервале (десятки километров или меньше) на границах 400 и 670 км и относительно пологом градиенте внутри TZ. Эти границы обычно определяются как границы «410» и «660»; первая граница располагается в интервале 380–420 км; вторая – 640–680 км. Существуют противоположные мнения о природе этих границ: фазовые переходы или изменение химического состава мантии. Относительно фазовых переходов предполагается, что это фазовые переходы оливина – от бэта-фазы (вадслейит) к гамма-фазе (рингвудит). Мощность «410» оценивается около 5–7 км. Считается также, что граница «410» является зоной, обогащенной эклогитом или гранатом, в отличие от вышележащей перидотитовой, насыщенной оливином верхней мантии. Отмечается [Xu et al., 1998], что мощность «410» может зависеть от тектонического положения участка литосферы, под которым расположен участок «410». Промежуточная граница 520 км («520») [Agee, 1998] прослеживается не повсеместно в TZ, еще раз подчеркивая неоднородность – латеральную и вертикальную в целом TZ.

Непостоянство фиксирования границы «520» рассматривается [Agee, 1998], возможно, как следствие присутствия в TZ изолированных линз или слоев «быстрого» материала, обогащенного гранатом или гранатом совместно с кальциевым перовскитом. По данным Дж. Гу [Gu, Dziewonski, Agee, 1998], «скачок» скоростей «410» больше под корой океанов, чем под континентальными кратонами, что может быть связано с латеральными вариациями количества оливина в верхней мантии. Соответственно, субокеанская мантия может быть богаче оливином, чем субкратонная. Те же авторы [Gu, Dziewonski, Agee, 1998], считают, что слабые, но различимые отражения «520» отмечены ниже коры океанов, но эти же отражения не фиксируются под кратонами (континентальными щитами), за исключением Северо-Американского кратона. Граница «520» установлена [Xu et al., 1998] под Южной Африкой, а также Индийским океаном (Shearer, 1993). К. Эги [Agee, 1998] считает, что дихотомия границы «520» под океанами и щитами позволяет предполагать взаимосвязь между поверхностной тектоникой и мантийными глубинами. Замедление скоростных характеристик границы «520» в субокеанской мантии TZ и относительное их ускорение ниже континентальных щитов, по мнению К. Эги, может отражать изменения содержания оливина в мантийном субстрате в середине переходной зоны. Преимущественно эти вариации проявлены на более высоких («410») уровнях. Граница «660» – граница верхней и нижней мантии – выражена резким (в два раза больше, чем «410») прыжком сейсмических скоростей в узком (менее, чем 5 км) интервале и, по данным эксперимента, может быть ассоциирована с фазовым переходом шпинели в $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$ – перовскит + магнезиовюстит [Agee, 1998]. Он же считает, что если принимать TZ в целом как барьер для конвекции, то наиболее подходящей границей для этого является скорее граница «660», чем «410» и «520». Одновременно, на взгляд К. Эги, трансформация шпинели в перовскит-магнезиовюстит может быть достаточной для того, чтобы затруднить проникновение слэбов в нижнюю мантию.

Детальное глубинное сейсмическое томографирование переходной зоны было осуществлено Ю. Гу, А. Дзевонски и К. Эги [Gu, Dziewonski, Agee, 1998], использовавших для этой цели 13 000 сейсмограмм, что в то время в несколько раз превышало количество сейсмограмм, применяемых другими исследователями. Площадь исследований плотно перекрывала север Тихого океана, Индийский океан и относительно была разрежена в части Южной Америки и юга Атлантики. Установлена депрессия границы «410» под большей частью Тихого и Индийского океанов. Подъем этой границы виден под континентами – Евразией, Северной Америкой, Австралией, Антарктикой и частью Африки. В части границы «660» выявлена большая депрессия этой границы под запа-

дом Тихого океана, Тонга и Южной Америкой. Депрессия границы «660» прослеживается от Камчатки к Филиппинам. Вертикальная протяженность интервала изменений достигает 25 км от глобального среднего. Не фиксируется каких-либо изменений этой границы под Восточно-Тихоокеанским поднятием. Различия в поведении границы «410» под океанами (погружение) и континентами (воздымание), с учетом того, что она интерпретируется как следствие фазового перехода оливина, отражает термальные различия между этими регионами, сочетается с гипотезой глубинных корней континентов и присутствием на этом уровне «химической гетерогенности». В целом вертикальная протяженность переходной зоны различна под континентами (возрастает) и океанами (уменьшается). Относительно границы «520» отмечено ее отсутствие под докембрийскими щитами и присутствие под океанами. Отмечено, что положение границы «410» коррелируется со скоростными неоднородностями верхней мантии выше этой границы, а граница «660» коррелируется в целом с мощностью переходной зоны. Тем не менее эти границы фиксируют устойчивые различия в строении переходной зоны под континентами, активными окраинами континентов и под океанами, отражая термальную и химическую неоднородность переходной зоны и устойчивые связи этой неоднородности с глобальными тектоническими структурами в земной коре. Считается, что гипотеза суперглубоких корней континентов здесь предпочтительнее, чем проникновение холодного материала путем субдукции. Кроме того, предполагается, что деплетированные оливином (отсутствие границы «520») корни континентов могут отражать следы первичной дифференциации, химическую гетерогенность мантии и как следствие возможность исключать эти участки мантии из конвективных движений.

Впоследствии Ю. Гу и А. М. Дзевонски продолжили ГСТ исследования переходной зоны, результаты которых опубликованы в 2002 г. По их мнению [Gu, Dziewonski, 2002], переходная зона нижняя-верхняя мантия (TZ) играет ключевую роль в понимании термальных, химических и динамических процессов в мантии. Интерпретация границ TZ в результате фазовых переходов позволяет считать, что TZ становится «тоньше» при высокой и «толще» при низкой температурах. Эти данные позволяют также полагать, что: 1) термальные аномалии пронизывают TZ и 2) эффект вещественных химических неоднородностей незначителен. Ю. Гу и А. М. Дзевонски [2002] считают, что данные ГСТ свидетельствуют о том, что различия континент–океан фиксируются в мантии до глубин 250 км, а иногда и глубже. В среднем мощность TZ под континентами на 6–8 км больше, чем под океанами, что соответствует различиям в температуре на 50–70% под ними. На сейсмотомографических «геотраверсах» [Zhao, 2001] в районах Гавайев, Исландии и Ян-Майен, Восточной Африки отчетливо разли-

чаются относительно низко- и высокоскоростные «домены» мантии, на разных уровнях сложно сочетающиеся друг с другом и «пронизывающие» переходную зону, фиксируя тем самым ее латеральную неоднородность. Горячие точки, показанные на этих «геотравверсах» [Zhao, 2001], располагаются как в пределах относительно низкоскоростных аномалий, так и «по краям» – относительно высокоскоростных аномалий. Существование глубинных корней кратонов, глубоко (до 400 км) проникающих в верхнюю мантию (J. Polet, D. L. Anderson, 1995), во многом определяет ее латеральную и вертикальную неоднородность, равно так же как, и латеральную неоднородность границы «410».

Приведенные материалы мало что дают для понимания вопросов времени и возраста формирования неоднородностей внутреннего строения планеты – образование и преобразование могло быть, безусловно, не синхронным. Тем не менее охарактеризованные выше особенности пространственного распределения и взаимоотношений выявленных глубинных неоднородностей позволяют предполагать, что их формирование не могло быть синхронным и в известной мере совпадать со временем становления таких суперглобальных структур, как континенты и океаны. Таким вопросам посвящены последующие главы.

ЛИТЕРАТУРА

Agee C. Phase transformation and seismic structure in the upper mantle and transition zone // *Physics and Chemistry of the Earth's Deep Interior* / Ed. R. J. Hemley. Miner Soc of America. Review in Mineralogy, 1998. Pp. 165–203.

Bina C. Lower mantle mineralogy and the geophysical perspective // *Physics and Chemistry of the Earth's Deep Interior* / Ed. R. J. Hemley. Miner. Soc. of America. Review in Mineralogy, 1998. Vol. 37. Pp. 204–239.

Boshi L., Dziewonski A. M. Whole Earth tomography from delay times P, PcP, and PKP phases: lateral heterogeneities in the outer core or radial anisotropy in the mantle? // *Jour. Geoph. Res.*, 2000. Vol. 105, N B6. Pp. 13675–13696.

Boshi L., Dziewonski A. M., Su W., Ekstrom G. Model of the mantle shear velocity and discontinuities in the pattern of lateral heterogeneities // *Journ. Geoph. Res.* 2001. Vol. 106, N B6. Pp. 11169–11999.

Creager K. Inner core rotation from small scale heterogeneity and time-varying travel times // *Science*. 1997. Vol. 278. Pp. 1284–1288.

Dziewonski A., Anderson D. Preliminary reference Earth model // *Phys. Earth Planet Inter.* 1981. Vol. 25. Pp. 297–356.

Garnero E., Helmberger D. Further structural constraints and uncertainties of thin laterally varying ultralow – velocity Layer at the base of the mantle // *Jour. Geoph. Res.* 1998. Vol. 103. Pp. 12495–12509.

Gu Y., Dziewonski A. M., Agee C. B. Global de correlation of the topography of transition zone discontinuous // *EPSL.* 1998. Vol. 157. Pp. 57–67.

Gu Yu., Dziewonski A. M. Global variability of transition zone thickness // *Journ. Geoph. Res.* 2002. Vol. 107, N B7. Pp. ESE, 2-1-2-17.

Hedlin M., Shearer P., Earle P. Seismic evidence for small-scale heterogeneity throughout the Earth mantle // *Nature.* 1997. Vol. 387. Pp. 145–150.

Ritsema J. Global seismic structure maps. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 388. 2005. Pp. 11–18, doi: 10.1130/2005.2388(02)

Ritsema J., van Heijst H. New seismic model of the upper mantle beneath Africa // *Geology.* 2000. Vol. 28, N 1. Pp. 63–66.

Sleep N. H. Hotspots and mantle plumes: some phenomenology // *J. Geophys. Res.* 1990. Vol. 95. Pp. 6715–6736.

Williams W., Revenaugh J., Garnero E. A correlation between ultra-low basal velocities in the mantle and hot spots // *Science.* 1998. Vol. 281. Pp. 546–549.

van der Hilst R., Widiyantoro E., Engdhal E. Evidence for deep mantle circulation from global tomography // *Nature.* 1997. Vol. 386. Pp. 578–584.

Vidale J. E., Hedlin M. Evidence for partial melt at the core-mantle boundary north of Tonga from the strong scattering of seismic waves // *Nature.* 1998. Vol. 391. Pp. 682–684.

Zhao D. Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes // *EPSL.* 2001. Vol. 192, N 3. Pp. 251–265.

Xu F., Vidale J., Earle P., Benz H. Mantle discontinuities under southern Africa from precursors to P1, P1 df // *Geoph. Res. Lett.* 1998. Vol. 25. Pp. 571–574.

О неоднородности и двух типах современной земной литосферы

Одним из глобальных проявлений современной неоднородности Земли являются континенты и океаны. Современным континентам и океанам присуща так же неоднородность поверхностного и глубинного строения земной коры и верхней мантии – литосферы. Первый же взгляд на схематическую карту земной поверхности (рис. 1) выразительно подчеркивает неоднородность состава и строения каждого из современных континентов, выраженных различиями в площадях, занятых их глобальными разнотип-

ными и тектоническими структурами: щитами, платформами и подвижными областями разного возраста. Кроме того, на этой максимально обобщенной схеме видны различия в морфологии и возрасте океанической коры в пределах современных океанов. Принципиально важными характеристиками этих глобальных неоднородностей является их разновозрастность и неодинаковое время глобальных эндогенных событий, которые и формировали и далее последовательно усложняли и преобразовывали ранее созданные неоднородности. Традиционно и не так давно сегодня в понимании неоднородностей учитывается лишь их структурно-вещественные особенности и не всегда рассматривается их возрастная характеристика. Чаще всего используются сведения об их радиологическом датировании (паспортном возрасте) и не всегда, точнее всегда, не рассматриваются данные об их событийной истории развития (Рис.1)

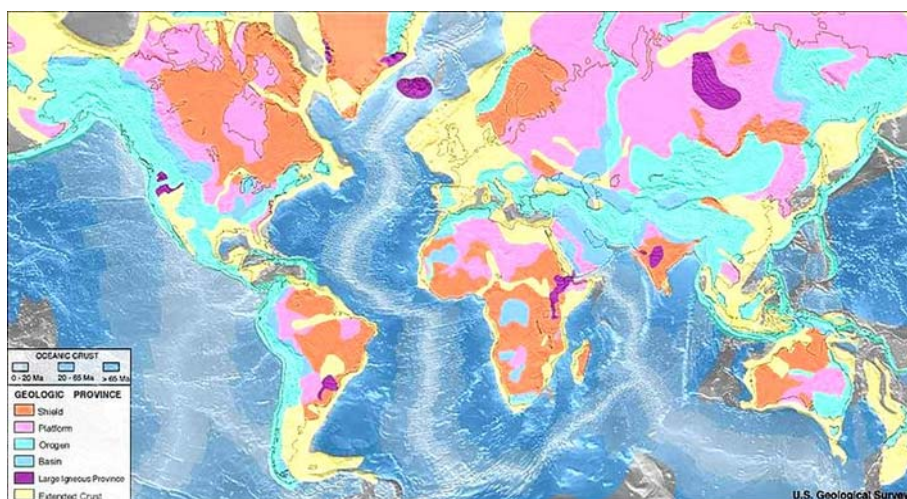


Рис. 1. Схема глобальных геологических провинций
[<http://earthquake.usgs.gov/data/crust/maps.php>]

Все это свидетельства в пользу правомерности базового принципа структурно-вещественной и временной – возрастной неоднородностей современных континентов и океанов. В дальнейшем будет продолжено обсуждение неоднородностей литосферы континентов и океанов. Сегодня решение проблемы детализации состава и строения и возрастных неоднородностей коры и литосферы осложняется рядом обстоятельств:

– с одной стороны, возрастает количество и одновременно с этим совершенствуется технология глубинных геофизических исследований. Стремительно совершенствуется аппарат обработки и интерпретации наблюдаемых данных, а с другой, возрастает неоднозначность их геофизической (собственно) и геологической (геодинамической) интерпретации;

– со временем все более возрастают степень геологической изученности территории различных регионов, их геологического металлогенического и возрастного разно-

образия, полигенности и полихронности становления и одновременно с этим увеличивается разнообразие трактовок их тектонического районирования и истории геологического развития;

– со временем возрастает и концептуальное разнообразие глубинных геологических интерпретаций, во многом обусловленное кардинальными противоречиями в трактовке геологами и геофизиками конкретных вопросов тектоники, глубинных – петрологии и геодинамики, а все большее значение приобретает фактор, определяемый предпочтениями, отдаваемыми авторами (и геологом, и геофизиком) преобладающим концепциям, гипотезам, результатам радиологического датирования.

Безусловно, разнообразие мнений, точек зрения, интерпретаций (часто одного и того же материала) – процесс вполне естественный и обусловлен множеством причин, но вследствие такого разнообразия в рассматриваемом геолого-геофизическом контексте могут иметь и, наверное, имеют место и отрицательные последствия, заметно влияющие на корректность геолого-геофизических представлений и их практические результаты. И тем не менее находятся точки соприкосновения этих построений, которые далее иллюстрируются двумя выдержками из работ, разделенных десятилетним промежутком. В работе [Андреев и др., 1997, с. 4] читаем: «Как и многие, авторы... считают, что независимо от принадлежности к той или иной тектонической концепции в основе образования любой геолого-геофизической системы (подчеркнуто авторами) находится понятие “неоднородность”. Сложнейшие сочетания глубинных и поверхностных неоднородностей обуславливают лик Земли, неоднократно менявшийся в ходе ее геологического развития». И далее в табл. 1 авторы следующим образом характеризуют сверхглубинные неоднородности по геофизическим данным: «Устанавливается анизотропия больших объемов мантии, а также связь крупномасштабных плотностных и термальных (подчеркнуто авторами) неоднородностей, генерируемых астеносферой. Возникает “антистратиформная” (подчеркнуто авторами) модель коры». Следует отметить, что в этом случае как бы «за бортом» остаются вопросы хронологической, возрастной и временной неоднородностей.

Далее те же авторы цитируют В. В. Белоусова и его сотрудников [Белоусов и др., 1986, с. 4]: «Неоднородности составляют самую сущность геологического развития и должны рассматриваться не как отклонения от нормы, а, наоборот, как обязательная норма. Без неоднородностей нет жизни, нет развития. Всю историю Земли мы должны представлять как непрерывное появление и видоизменение неоднородностей в строении планеты, порожденных неравномерным ходом всех глубинных «процессов – механических, физических, химических...» И вновь здесь отсутствует какое-либо

упоминание о хронологической неоднородности и направленного развития во времени упомянутых неоднородностей.

В качестве вероятного связующего звена между вышеприведенными положениями о «неоднородности» выступает статья Н. А. Караева и П. А. Лебедкина [2007]. Вполне оправдана развернутая цитата из статьи этих авторов: «...В основу построения сейсмических моделей положена важнейшая особенность горных пород – их гетерогенность, обусловленная неравномерностью распределения в пространство положительных неоднородностей в виде включений всех масштабов. На больших глубинах проявление гетерогенности земной коры и верхней мантии обусловлено действием современных глубинных процессов в Земле, определяющих физическое состояние пород. Неоднородности земной коры, имеющие самую разнообразную геологическую природу, в основном характеризуются изменением физических (упругих) параметров и размерами всех масштабов». В целом же, несмотря на некоторую стилистическую неопределенность, приведенная цитата в той или иной мере прямо перекликается с высказываниями В. В. Белоусова и его соавторов [1986], а также с оценкой роли неоднородностей в работе С. И. Андреева с соавторами [1997]. Из всего этого следует, что вполне определенно могут совпадать оценки геологов и геофизиков о базовом значении неоднородностей в земной коре и мантии. Хотя и в том, и в другом случаях никак не упоминается и не рассматривается временная неоднородность, присущая всем типам и структурно-вещественных, тектонических и других неоднородностей.

Рассмотрим вначале сведения о составе и строении земной коры континентов, с учетом положения о неоднородности геологических объектов. Мощность континентальной коры меняется в среднем от 25–45 (на платформах) до 45–75 км (в областях горообразования), однако и в пределах каждой из этих областей она не остаётся строго постоянной. В континентальной коре различают осадочный (V_p до 4.5 км/с), гранитный (V_p 5.1–6.4 км/с) и базальтовый (V_p 6.1–7.4 км/с) слои. Мощность осадочного слоя достигает 20 км, распространен он не повсеместно. Названия гранитного и базальтового слоев условны и исторически связаны с выделением разделяющей их границы Конрада (V_p 6.2 км/с), хотя последующие исследования (в том числе сверхглубокое бурение) показали некоторую сомнительность этой границы, а по некоторым данным ее отсутствие. Оба этих слоя поэтому иногда объединяют в понятие «консолидированной коры». Как видно из цитированного определения термина «консолидированная кора» (КК), авторы этого определения вновь демонстрируют его противоречивость: с одной стороны, приводится характеристика вертикальной и горизонтальной неоднородности (анизотропии) КК, а с другой – выделяются гранитный и базальтовый слои,

по существу не отвечающие «заданному» определением составу и строению КК. К основным структурам докембрия, широко представленным в щитах различных континентов, относятся: гранулит-базитовые (гиперстен-гранулитовые, чарнокит-эндербитовые), тоналит-трондьемит-гранодиоритовые (серо-гнейсовые), гранит-зеленокаменные (базальт-коматиитовые) ассоциации, а также протоплатформенные и габбро-анортозитовые комплексы. Все эти породные ассоциации (комплексы) в большинстве своем подвергались в разных местах, в разное время и с различной интенсивностью последовательным метаморфо-метасоматическим преобразованиям и в большинстве своем характеризуются полигенным и полихронным развитием. С учетом различных по месту и времени экстенсивности и интенсивности наложенных преобразований все это исключает корректность интерпретации КК как однородной и одновозрастной слоистой среды. И тем не менее и сегодня принцип выдержанно слоистого строения коры остается одним из основополагающих принципов интерпретации геофизических (сейсмических) данных, используемых для выяснения особенностей глубинного строения КК. С целью иллюстрации этого положения вначале обратимся к содержанию раздела «Сейсмические модели литосферы» в монографии «Глубинное строение и геодинамика литосферы» [1983]. Хотелось бы процитировать ряд положений (основополагающих) этой работы, а далее прокомментировать их с геолого-петрологических, геохронологических и тектонических позиций. Положение 1 с. 82–83: «Пологие сейсмические границы создают микрослоистость (подчеркнуто авторами) литосферы. ...В итоге установлен униформизм (единство формы) сейсмической расслоенности верхней литосферы. Униформизм состоит в повторяемости в разнородных блоках литосферы (выделено авторами)... пологой волнистости... сейсмических границ, их регулярного расположения относительно друг друга, примерно одинаковой расслоенности большинства блоков по вертикали». При этом необходимо указать, что, несмотря на положение об униформизме сейсмической расслоенности, на этих же страницах (с. 82 и 83) отмечаются «мелкие неоднородности» (относительно толщины земной коры) и упоминание (с. 83) о «разнородных блоках литосферы». Но тем не менее здесь же (с. 83) указано, что «...общие особенности вертикального расслоения литосферы в различно построенных регионах довольно сходны». И здесь же на с. 83 далее: «...Отчетливо видна латеральная изменчивость сейсмического разреза и прерывистый характер сейсмических границ». Из этого краткого перечисления геофизической – сейсмической интерпретации строения коры следует, что сейсмические границы – униформны, но эта униформность сейсмических границ может сочетаться с прерывистостью сейсмических горизонтов и неоднородностями в строении коры. На

наш взгляд, последние два положения вполне согласуются с геологическими данными, однако, как мы уже пытались показать, противоречат положению об равномерности сейсмической расслоенности. Таким образом, представляются внутренне противоречивыми положения об равномерности и прерывистости сейсмических границ, при том что в цитируемой работе практически не рассматриваются природа и причины возникновения и исчезновения (прерывистости) границ (геологической природы границ). В противовес вышесказанному вполне уместно привести абзац из предисловия монографии [Глубинное строение и геодинамика литосферы, 1983, с. 5]: «Работа написана большим коллективом авторов. Придерживаясь принципиально общего структурно-вещественного и исторического эволюционного подхода к анализу разнообразной геофизической, геологической и геодинамической информации, авторы, однако, не едины в своих воззрениях как по фундаментальным проблемам геотектоники и геодинамики, так и по вопросам строения и развития литосферы континентов. Но большинство авторов принимает концепцию направленной эволюции Земли, обусловленной изменением энергетического состояния ядра и мантии и процессами дифференциации вещества».

Применительно к вопросам о неоднородности следует рассмотреть современные представления о структуре литосферной мантии [Meibom, Anderson, 2003]. Подробный комментарий авторов рисунка содержится в подрисуночной подписи (рис. 2), но тем не менее заслуживает короткого дополнения. И речь здесь идет о том, что авторы статьи и рисунка без каких-либо дополнительных комментариев считают возможным «организовать» конвекционные процессы в мантии, признавая при этом гетерогенность и гетерохронность ее формирования. Подобный факт позволяет предположить, что организация конвекции в мантии – гетерогенной – неоднородной, в том числе и показанной на рис. 2, – с физической точки зрения вряд ли может быть осуществима.

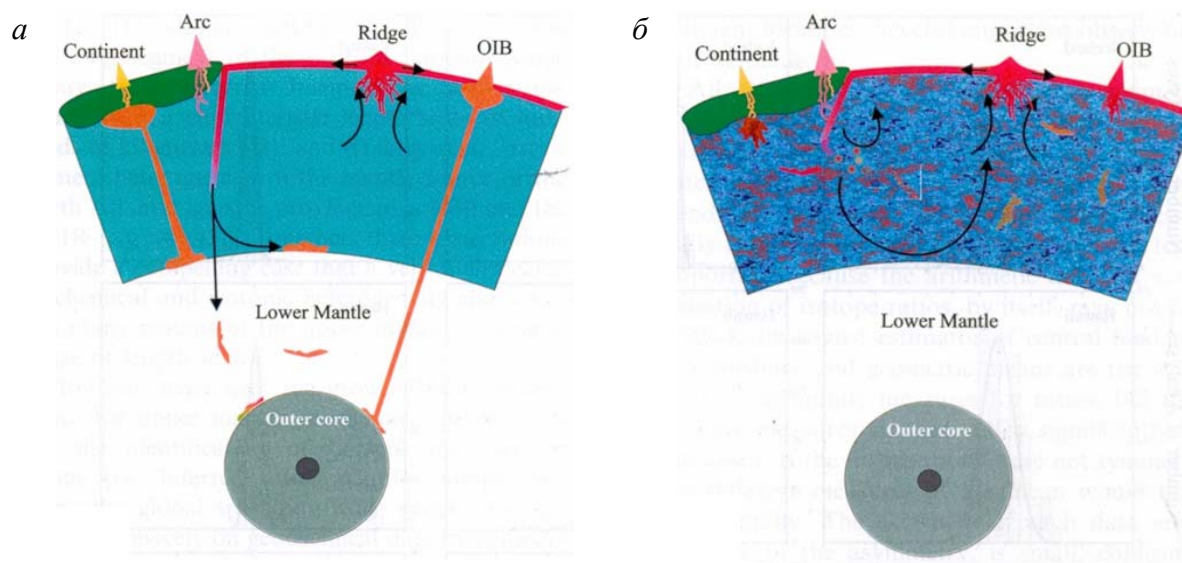


Рис. 2. Схематизированная иллюстрация (не в масштабе) двух противоположных взглядов на химическую структуру мантии

а – классическая слоистая модель мантии. Результат энергичной конвекции, перемещения и формирования континентальной коры, верхней мантии гомогенизированной, деплетированной, дегазированной и адиабатической (относительно изотермальной). Субдуцированные слэбы океанической коры и осадков (выделены красным) конвективно перемешиваются с деплетированной верхней мантией (голубым) в сравнительно короткие временные интервалы или проходят сквозь нее в нижнюю мантию. Глубоко субдуцированные слэбы океанической коры размещаются в нижней мантии или на границе ядро–мантии. Этот материал может быть рециклирован обратно в верхнюю мантию плюмами с глубокими корнями, образующимися на границе ядро – мантия или, предположительно, в термальном граничном слое в средней-нижней мантии. Глубококорневые мантийные плюмы переносят благородные газы первичного изотопного состава в верхнюю мантию из недегазированного нижнемантийного резервуара;

б – статистическая модель верхней мантии, представляющая собой гетерогенную ассоциацию деплетированного рестила (выделена голубым) и обогащенную субдуцированную океаническую кору, литосферу и осадки (красным). Гетерогенность является статистической по природе и имеет широкие вариации в очертаниях, размере, возрасте и образовании [Meibom, Anderson, 2003]

Рассматривая вопросы строения литосферы современных континентов и океанов, оставим за рамками статьи вопросы возможности изменения местоположения континентов и океанов в геологическом прошлом и рассмотрим их современное размещение и строение с присущими этим структурам латеральными и глубинными структурно-вещественными и возрастными неоднородностями литосферы, а также слагающими ее земной корой и верхней мантией. Особенности состава строения современной полигенной и полихронной литосферы континентов и океанов и определены историей их развития, которую применительно к этим глобальным структурам и в таком глобальном масштабе проводить на основе имеющихся сегодня в нашем распоряжении геолого-геофизических материалов вряд ли целесообразно, и оттого и современные континенты и океаны следует рассматривать в соответствии с поставленной задачей как «данность». Накопленная со временем неоднородность, в том числе и хронологическая современных континентов и океанов, достаточно убедительно видна из прилагаемого рисунка (рис. 1). Однородность строения океанов – кажущаяся, хотя и на этом рисунке видны в океанах различия площадей с разным возрастом океанической коры. Понятие о временных рядах океанов, свидетельствующее о различиях в их составе и строении, введено И. С. Грамбгом [2002].

Сопоставим структурно-вещественные неоднородности – базовые отличия – современных континентов и океанов:

– в океанах не выявлены граниты, эклогиты, кимберлиты и гранатовые перидотиты;

– в океанах в глобальном диапазоне проявлен покровный базальтовый вулканизм, масштабы которого намного превышают покровный базальтовый вулканизм на континентах;

– масштабы океанического рифтогенеза (срединно-океанические хребты) также намного превышают континентальный рифтогенез и отличаются от него отсутствием щелочного (лавы карбонатитов) вулканизма;

– в соответствии с материалами глубоководного бурения развитие океанов началось по данным изучения датированного керна только в мезозое, а континенты последовательно развиваются на протяжении почти 4.5 млрд лет.

Базовыми структурами современных континентов являются: раннедокембрийские кратоны (щиты), разновозрастные складчато-надвиговые системы, древние и молодые платформы, а также области мезозойской тектоно-магматической активизации и кайнозойского рифтогенеза. Следует обратить внимание на то, что в приведенных определениях привычно присутствуют их базовые возрастные особенности – во многом результат накопленного радиологического датирования, задачей которого является поиск наиболее древних датировок. Одновременно мало внимания уделяется построению возрастных рядов, отвечающих тектоно-петрологическим событиям.

Базовыми структурами современных океанов, образующих временной ряд океанов [Грамберг, 2002], являются: срединно-океанические хребты и их фланги, пассивные окраины, в составе которых выделяются поднятия, океанические плато (оленды, по Л. И. Красному [1984] и осадочные бассейны; активные окраины, в составе которых отмечаются островные дуги, задуговые бассейны, глубоководные желоба, а также асейсмичные хребты. Кроме того, современные океаны занимают 71%, а континенты – 29% поверхности планеты и океаны сосредоточены преимущественно в южном полушарии: в северном полушарии океаны занимают 60.7, а в южном – 80.9%.

Можно предположить, что даже с учетом ограниченного числа базовых различий (структурно-вещественных, возрастных, геодинамических неоднородностей) современных континентов и океанов, представляется маловероятным создание какой-либо единой модели их формирования. В целом же истории развития современных континентов и океанов различаются во многом, в первую очередь – длительностью развития. История континентов насчитывает около 3.8 млрд лет; начало их развития зафиксировано древнейшими зеленокаменными комплексами (Исуа, Гренландии), цирконами Западной Австралии (Джек Хиллс) с древнейшими радиологическими датировками 4.4–4.2 млрд лет [Cavosie et al., 2004]. В океанах, по материалам глубоководного бурения, наиболее древними являются коры выветривания, залегающие на метаморфических породах и датированные по микрофоссилиям как поздний триас – ранняя юра (пассивные окраины Атлантического океана, Южной Америки – Фолькленды и Северо-Западной Африки – Эль-Джадида) [Блюман, 1998]. Имеются сведения о раннедокембрийских да-

тировках мафических пород Срединно-Атлантического хребта [Шулятин и др., 2012]. Можно предположить, что с начала мезозоя в пределах континентов и океанов доминировали вполне определенные глобальные процессы. В океанах мезозой – время активного формирования покровных базальтов, островодужных систем активных окраин и пассивных окраин; в пределах континентов – это время формирования окраинно- и внутриконтинентальных вулcano-плутонических поясов и процессов внутриконтинентальной тектоно-магматической активизации. Кайнозой – время формирования в океанах рифтовых систем (срединно-океанических хребтов), в пределах континентов внутриконтинентальных рифтов: Восточно-Африканская система рифтов, Красноморский рифт, Западно-Европейская система рифтов, Байкальский рифт. Если же обратиться к вопросам глубинного строения литосферы континентов и океанов – их земной коры совокупно с верхней мантией, то их различия так же вполне определены изначально. В основании земной коры континентальных кратонов, по геологическим данным, размещены существенно базитовые гранулитовые комплексы [Шулятин и др., 2012], которые в некоторых из них наращиваются «кислыми» гранулитами, где в свою очередь и так же не повсеместно размещаются древние (начиная с 3.8 млрд лет) гранит-зеленокаменные комплексы, чье становление завершается ремобилизацией гранулитов и формированием гранит-гнейсовых купольных структур (Пилбара и Йилгарн Австралии, Барбертон Южной Африки и т. д.). Глобальные процессы мантийно-корового взаимодействия гетерогенизируют основание земной коры и субконтинентальной верхней мантии, одновременно «спаивая, сцепляя» кору и верхнюю мантию. Мантийно-коровое взаимодействие формирует глубинные корни континентов, проникающие вглубь верхней мантии до глубин 250 км [Pearson, 1999]. Неоднократное преобразование уже «спаянных» основания коры и верхней мантии может способствовать формированию процессов консолидации и фиксации неоднородностей – латеральных и вертикальных – раннедокембрийской литосферы – коры и верхней мантии. Это положение в известной степени вступает в противоречие с традиционными представлениями о слоистом строении земной коры и позволяет предположить, что вряд ли правомерно придавать этим в достаточной условно выделенным слоям вполне конкретные для каждого из них скоростные и плотностные характеристики. Эти же характеристики используются для «опознания» условно выделенных слоев и построения глубинных моделей строения и земной коры и литосферы, не учитывая изначально и все более усложняющуюся со временем неоднородность состава и строения и земной коры, и в целом литосферы. В последокембрийское время в рифее и палеозое в пределах континентов развитие разновозрастных подвижных систем так же сопровождается процес-

сами взаимодействия коры и мантии, тем самым еще более повышая, гетерогенизируя ранее сформированную докембрийскую литосферу вплоть до определенного момента, когда нарастающая со временем консолидация и гетерогенизация литосферы в позднем палеозое и мезозое определяет появление в пределах разных континентов больших изверженных провинций – покровных базальтов континентов (Путорана, Деккан, Парана и др.). Это событие – формирование больших изверженных провинций (LIP) вначале начиная с перми инициируется в пределах континентальной литосферы, а в континентальной земной коре в стабильных структурах – кратонах и фундаменте древних платформ, корни которых, как уже отмечалось, глубоко проникают в континентальную литосферную мантию. Гетерогенизация литосферы континентов непрерывно продолжалась в процессе формирования разновозрастных складчато-надвиговых систем – внутри- и окраинно-континентальных. Вслед за ней в пределах разных континентов по-разному происходит формирование кайнозойских рифтов. При этом предшественниками кайнозойского рифтогенеза в пределах континентов были глобальные процессы формирования окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов, возможно синхронно с которыми во внутриконтинентальных областях проявлялись процессы тектоно-магматической активизации [Щеглов, 2007]. А. Д. Щеглов неоднократно подчеркивал значение мантийных процессов в формировании петрологических и тектоно-минерагенических особенностей тектоно-магматической активизации. Все это подтверждает положение о том, что и в мезозое в условиях активного взаимодействия коры и мантии происходило усиление гетерогенизации и коры, и мантии континентов и, соответственно, в целом континентальной литосферы. Формирование кимберлитов в пределах различных кратонов и древних платформ с учетом «правила Клиффорда» еще значимее подчеркивают механизм гетерогенизации, следствием которой является то, что очаги возбуждения верхней мантии, ассоциированные с проявлениями кимберлитового магматизма, смещаются в мантии на значительные глубины, способствуя все более глубокому проникновению в мантию корней, связывающих кору континентов и субконтинентальную мантию. Таким образом, общая тенденция развития континентальной литосферы выражена все более нарастающей со временем ее гетерогенизацией и консолидированностью и все более глубоким проникновением корней породообразующих процессов в литосферную мантию.

Рассматривая сведения о глубинном строении литосферы современных океанов, прежде всего следует ограничиться сопоставлением трех базовых неоднородностей современных океанов: пассивных, активных окраин, а также срединно-океанических хребтов и их флангов. В пассивных окраинах прослеживаются разнотипные структуры,

присущие коре континентов. Такими структурами могут быть фрагменты сопредельных с окраинами континентов подвижных и платформенных областей, в основании которых располагается докембрийская кора. Такого рода структуры могут быть перекрыты комплексом мезозойских неритовых отложений, а также мезозойскими комплексами покровных базальтов (Брито-Арктическая провинция). В тех частях пассивных окраин, где они перекрыты покровными базальтами, присутствие под ними фрагментов континентальной коры фиксируется в базальтах изотопно-геохимическими данными. Геофизическими данными не устанавливается однозначно граница литосферной мантии основания континентальной коры и третьего слоя коры океанов по причине сходства их плотностных и скоростных параметров. Но в таких участках в земной коре выделяется преимущественно по геофизическим – скоростным и плотностным – характеристикам как бы новый не имеющий аналогов ни в пределах континентов, ни в океанах тип коры, называемый переходной корой – корой переходного типа между континентальной и океанической. По существу переходный тип коры – континентальный, насыщенный в области перехода континент – океан значительным количеством мантийного вещества, представленного дайками долеритов, в итоге повышающих скоростные и плотностные характеристики переходной коры. Наглядное свидетельство высказанного положения – сведения из статьи L. Geoffroy [2005].

Подпись к рис. 3 довольно обстоятельно комментирует приведенные на фото данные. Детальнее можно познакомиться в Интернете с этой статьей по ссылке в списке литературы. Здесь лишь еще раз следует выделить положения о том, что по геологической природе переходная кора, как показано в этой работе, является изначально корой континентальной, насыщенной дайками долеритов по причине ее промежуточного положения между континентом океаном. Базальты синхронны с покровными базальтами Брито-Арктической провинции.

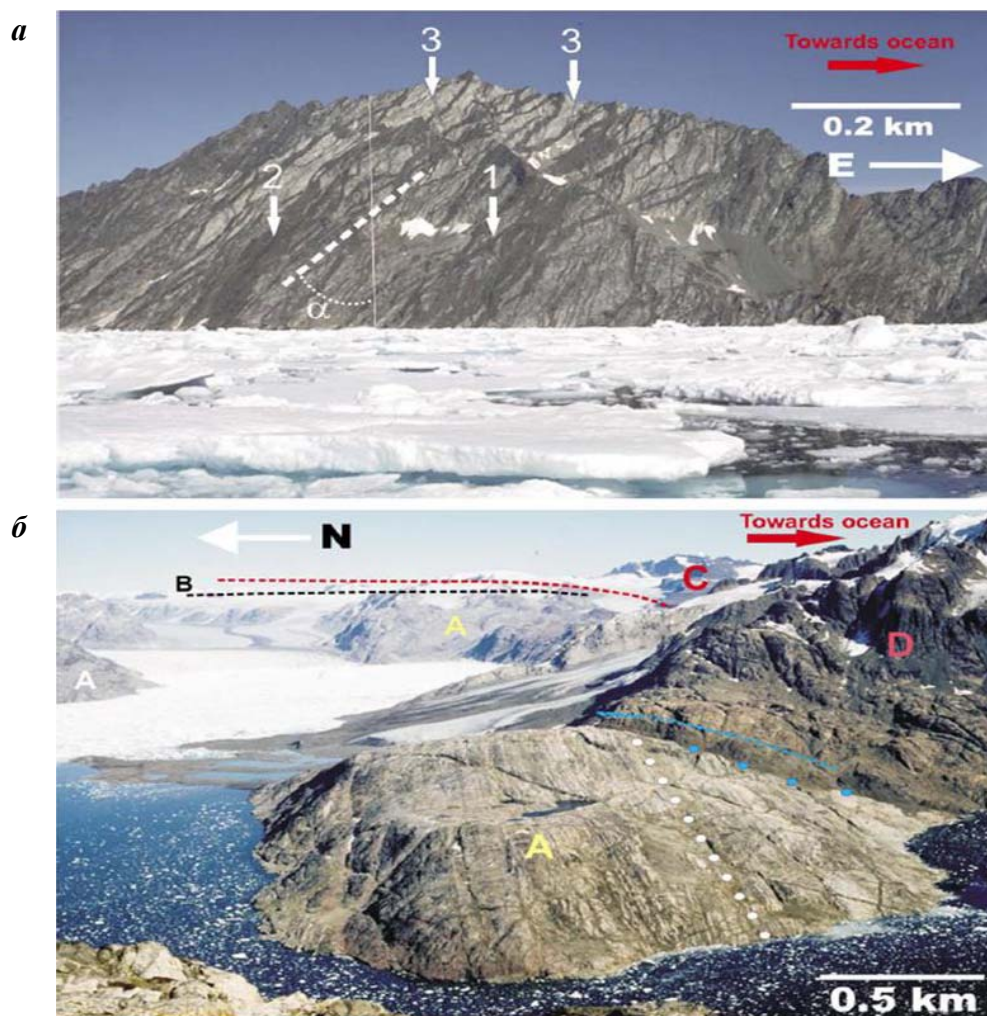


Рис. 3. Поднятая и эродированная переходная кора (Восточно-Гренландская флексура) – *a* и центральная интрузия Скаергаард (D) – *б*

a – многочисленные базальтовые дайки преимущественно эоценового возраста секут докембрийскую континентальную кору. Флексура изогнута в сторону моря под углом около 55° . Большинство даек изначально внедрялись как вертикальные интрузии. Генерация даек **1** – до развития изгиба коровой флексуры. Теперь они наклонены в сторону континента под углом 90° (альфа). Дайки **2** внедрялись в процессе формирования коровой флексуры. Наиболее поздняя генерация **3** образует вертикальные интрузии, секущие дайки генерации **1** и **2** после формирования флексуры;

б – принадлежит крупной группе сиенит-габбровых интрузий Восточной Гренландии и демонстрирует явно выраженную магматическую расслоенность (голубые штриховые линии), параллельную хрупкому (brittle) контакту (синие точки) с переходной корой (A). На заднем плане видны наклоненные палеогеновые лавы (красная штриховая линия), перекрывающие меловые осадочные формации (примерное основание – черная штриховая линия) [Geoffrey, 2005]

Рассматривая структуры активных окраин современных океанов, следует помнить, что фрагменты структур континентальной коры данными глубоководного бурения в Мировом океане установлены в пределах окраинных морей западной части Тихого океана, а также в поднятиях плато Кергелен Индийского океана. Тем не менее подавляющая по площади поверхность океанического дна современного Мирового океана покрыта излияниями базальтов в пределах как окраин океанов, так и срединно-океанических хребтов и их флангов. В этой связи следует отметить гигантские по объемам площади распространения покровных базальтов в океанах, объем которых по

приблизительным оценкам составляет около трети объема земной коры Земли и на много порядков превышает объемы покровного базальтового вулканизма на континентах. Время проявления базальтового вулканизма в океанах охватывает интервал от поздней юры до квартера. Вулканизм проявлен неодинаково в различных океанах, а внутри них – в различных структурах: в пассивных окраинах, в островных дугах, асейсмичных хребтах, в задуговых бассейнах и срединно-океанических хребтах. По данным глубоководного бурения, в пределах пассивных окраин (Брито-Арктическая провинция) и в задуговых бассейнах (северо-западная часть Тихого океана), и в асейсмичных хребтах, так же как и в пределах океанических поднятий (плато Кергелен), определяются субаэральные условия проявления вулканизма и присутствие в верхних частях отдельных потоков лав наземных латеритных кор выветривания, мощность которых (скв. 336 в Северной Атлантике) достигает 100 м. В пределах атлантических пассивных окраин Гренландии, а также внутриокеанических плато – в структурах с присутствием фрагментов континентальной коры (Роколл в Атлантическом, Кергелен в Индийском океанах) – наряду с базальтами в керне скважин обнаружены дациты и риолиты, а эффект контаминации базальтовых расплавов веществом континентальной коры отчетливо фиксируется кроме петрохимических и геохимическими данными – диаграммами содержания и распределения РЗЭ (см. далее). Необходимо также отметить, что в базальтах срединно-океанических хребтов, по данным того же глубинного бурения, не отмечено следов контаминации их веществом континентальной коры (N-MORB).

Рассматривая особенности покровного базальтового вулканизма в пределах современных континентов и океанов, следует вновь вернуться к сопоставлению состава и строения вначале земной коры, а затем и верхней мантии этих глобальных структур. Земная кора континентов традиционно по особенностям состава и строения делится на верхнюю условно-гранито-гнейсовую (гранитную) и нижнюю гранулитовую (базальтовую). В основании земной коры континентов присутствуют мафические гранулиты [Салоп, 1982]. Земная кора океанов, за исключением коры пассивных и активных окраин, представлена мафическими породами (габбро, феррогаббро, троктолиты и др.), полиметаморфически преобразованными в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Петрографические особенности состава этих мафических пород (оливиновые габбро, феррогаббро, троктолиты) заметно отличают их от мафических гранулитов, а также и от габбро расслоенных интрузий (Скаергаард). Мафические породы третьего слоя коры океанов вскрыты скважинами глубоководного бурения в Атлантическом океане (плато Атлантик), в Индийском океане (район трансформного

разлома Атлантис II) и в Тихом океане (впадины Хесса, Плутто) [Coogan et al., 2002]. Одной из многочисленных петрографических особенностей габбро является присутствие в плагиоклазе шпинели.

Таким образом, на значительной площади океанов ниже базальтов второго слоя скважинами глубоководного бурения вскрыты мафические породы третьего слоя, и в таком разрезе отсутствуют аналоги верхней коры континентов. Присутствие возможного аналога континентальных гранулитов, по данным бурения, обнаружено лишь в пределах плато Кергелен, где в керне горизонта аллювиальных отложений плато Элан присутствуют гальки гранатовых гранулитов. Присутствие фрагментов континентальной коры в основании плато Кергелен подтверждается также составом вышележащих вулканитов, где, по данным бурения, выявлены дациты и риолиты. Уже отмечалось, что присутствие дацитов обнаружено скважинами, пробуренными в пределах пассивных окраин и плато Северной Атлантики (Роколл и Воринг в Атлантическом океане), где риолиты и дациты установлены в вулканитах нижней из двух выделяемых серий.

Следует также кратко остановиться на ныне существующих моделях состава и строения коры океанов. Уж достаточно давно, еще с середины прошлого века, стало традиционным положение о том, что кора океанов имеет строение, которое воспроизводится в офиолитовых ассоциациях континентов, и в силу этого континентальные офиолиты являются, по преобладающему мнению, реликтами океанов прошлого. Автор [Блюман, 2000; 2001] неоднократно обращался к анализу этого положения, будучи не во всем согласным с ним. Сегодня здесь приводятся сведения о составе и строении коры океанов, базирующиеся преимущественно на данных, относительно недавних, полученных в ходе осуществления программ глубоководного бурения и результатах описания керна пробуренных скважин. Следующий раздел посвящен именно офиолитам.

На рис. 4 показана эволюция представления о составе и строении коры океанов и кардинальные ее отличия от ранее существовавших моделей.

Ocean Ridge Crustal Accretion Models

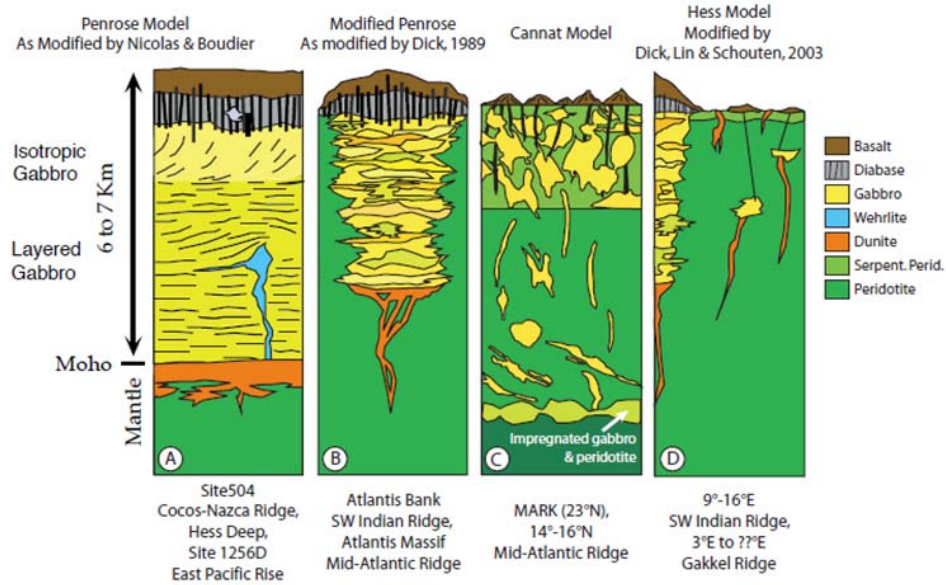


Рис. 4 Модели коровой аккреции в хребтах океанов

A – классическая интерпретация Пенроузской модели для быстросрединговых хребтов, основанная на океанских офиолитах; *B* – пенроузская модель, модифицированная применительно к низкосрединговым хребтам, учитывающая многочисленность перидотитов и незначительное присутствие габбро в трансформных разломах, ориентированная на модель образования расплавов; *C* – модель для аномальной области 14–16 °C Срединно-Атлантического хребта; *D* – модель для магматического и амагматического сегментов ультранизкосредингового хребта – юго-западная часть Индийского хребта и фрагмента хр. Гаккеля [Dick, Natland, 2006]

Те же авторы подтверждают то же положение на основании данных бурения скважин в различных частях Мирового океана (рис. 5).

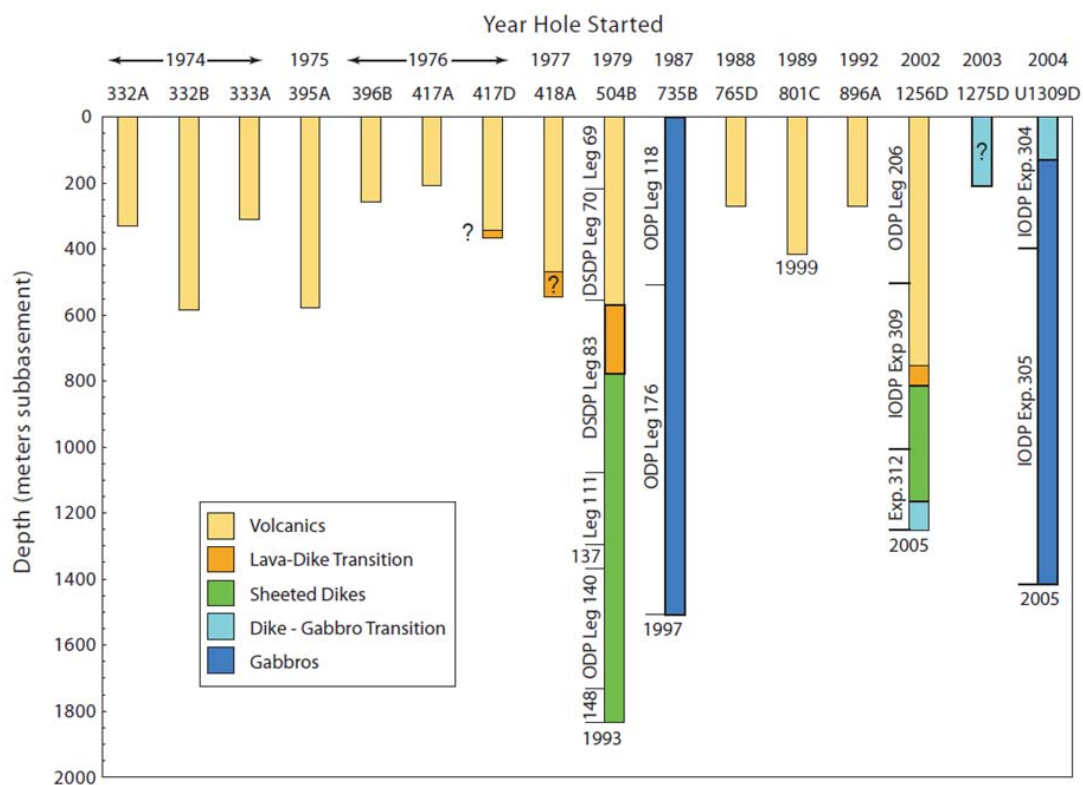


Рис. 5. Скважины, пробуренные за 30 лет на глубины более чем 200 м

Скважины U1309D (Срединно-Атлантический хребет) и 735B (Юго-Западный Индийских СОХ) расквоятся дайками в верхней части разреза и, похоже, не перекрыты зоной дайки – габбро. Переход дайки – габбро в скв. U1309D в этой статье рассматривается как переход лава – дайки для скв. 417D и 418A в древней океанической коре. Диабазы, интрузирующие в скв. 1275D габбро, могут представлять скорее силловый, чем дайковый комплекс.

Размещение приведенных скважин: DSDP Leg37 – пробурены скважины 332A, 332B и 333A в Срединно-Атлантическом хребте; DSDP Leg45 – 395–664 м в океанической коре Атлантического океана; DSDP Leg51A – скв. 417A, Leg51B – скв. 417D., и Leg52, 53 – скв. 418A в океанической коре западной части Атлантического океана южнее Бермуд; скв. 504B – на глубину 2 км южнее рифта Коста-Рика в Тихом океане; скв. 735B – на мелководной платформе в ультранизкоспредиговом Юго-Западном Индийском СОХ; скв. 765D – в древней океанической коре (абиссальная равнина Арго) северо-западнее Австралии; скв. 801C – в древней океанической коре Тихого океана мористее Марианского трога; скв. 896A – в рифте Коста-Рика в восточной части Тихого океана; скв. 1256D – в суперскоростной спредиговой коре в экваториальной части Тихого океана; скв. U1309D – в массиве Атлантис на западном фланг срединно-океанического хребта [Dick, Natland, 2006]

Резюмируя приведенные данные, можно сделать вывод, что в океанах данными бурения не установлено присутствие коры, которая по составу и строению может быть сопоставлена с офиолитами континентов. Можно полагать, что не следует считать аналогами (гомологами) офиолиты и кору океанов и соответственно без особых доказательств использовать выходы континентальных офиолитов как бесспорное свидетельство присутствия в таких местах ранее существовавших океанов. Уже отмечалось, что в составе верхней мантии континентов преобладающе распространены гранатовые перидотиты, а в составе мантии океанов – шпинелевые перидотиты. В соответствии со всеми вышеприведенными данными напрашивается вывод о значимых различиях литосферы – коры и верхней мантии – современных континентов и океанов:

– в пределах современных континентов литосфера представлена гранулит-гнейсовой корой и верхней мантией, преимущественно гранатовых перидотитов;

– в пределах современных океанов литосфера представлена мафической корой и верхней мантией преимущественно шпинелевых перидотитов.

Прежде всего необходимо выделить охватывающие в целом литосферу континентов ее неоднородности, глубоко пронизывающие литосферу. Определенная часть таких неоднородностей гетерогенна и гетерохронна и сформирована в процессе длительного развития континентов. Определенная часть таких неоднородностей сублитосферной мантии континентов датируется, как уже отмечалось, ранним докембрием [Pearson, 1999]. Важно также подчеркнуть, что длительное и полихронное формирование неоднородностей литосферы континентов скорее всего обусловило их глубокое проникновение в верхнюю мантию. Сформированные таким путем корни кратонов соединяли и сцепляли кору и мантию, и тем самым скорее всего ограничивали возможность их горизонтального перемещения.

В силу естественных причин таких данных о неоднородности строения океанической литосферной мантии не так много, но имеющиеся геофизические и изотопно-геохимические сведения позволяют предполагать ее более однородный – гомогенный характер, равно как достаточно устойчивые состав и строение базального мафического слоя. В пределах отдельных глобальных структур – пассивных окраин – выявлена континентальная кора – «переходный тип коры», насыщенный изверженным веществом мантии (долериты). Отдельные фрагменты подвижных систем и структур платформенного типа обнаружены в пределах пассивных окраин и в единичных случаях в во внутриокеанических плато (гранулиты Кергелена). Присутствие коры континентального типа обнаруживается изотопно-геохимическими данными в базальтах активных окраин, островодужных систем и окраинных морей. Базовым и достаточно гомогенным является основание коры океанов, которое по составу и строению не имеют аналогов в основании коры континентов.

Таким образом, неоднородности состава и строения литосферы континентов и океанов позволяют предположить, что заложение таких неоднородностей могло произойти еще на ранних стадиях развития Земли и во многом предопределило своеобразие истории геологического развития этих глобальных структур в последокембрийской истории развития Земли.

Предлагаемая вниманию коллег работа является непосредственным продолжением рассмотренной выше материалах «О некоторых близко одновременных глобальных событиях мезозоя в истории развития океанов и континентов». Наверное, большинству

геологов-естествоиспытателей известно ощущение необходимости продолжить те исследования, которые, казалось бы, принесли рациональный или кажущийся рациональным ответ на ранее поставленный вопрос. Постановочная задача этого раздела работы заключается в попытке обоснования различий во времени проявления процессов формирования континентов и океанов: длительного – от раннего докембрия до фанерозоя – становления континентов и не длительного – мезозой – от триаса до квартера – океанов (без Северного Ледовитого океана). Особое внимание в предыдущем разделе было обращено на близко одновременные события в истории развития этих структур в мезозое. Такие события были установлены в ряде временных интервалов мезозоя в пределах континентов и океанов. Сопоставление проводилось с использованием авторских материалов, содержащихся в описании разрезов скважин глубоководного бурения в Мировом океане, и из сводных работ по региональной и глобальной геодинамике.

Итогом работы явилось предварительное положение о том, что формирование современных океанов, в отличие от континентов, началось гораздо позднее – с начала мезозоя. Одновременно выявилась близкая одновременность ряда событий в истории развития океанов и континентов. Все это обозначило необходимость проанализировать сведения по материалам глубинного строения континентов и океанов и предположить на этом основании существование или отсутствие сведений о взаимосвязи глубинного строения континентов и океанов, а также оценить вероятность связи глубинного строения континентов и океанов с особенностями возраста, состава и строения глубинных структур, лежащих в основании и континентов, и океанов.

Вначале следует предварить поиски ответа на поставленный вопрос анализом геолого-геофизических материалов по глубинному строению Земли, основанным на материалах ГСТ. Рассмотрение этих материалов позволит оценить на уровне разных глубин в системе ядро – мантия – кора существование неких различий между такими глобальными структурами, как континенты и океаны. Расположение этих структур подчеркивает базовую особенность строения планеты – ее разноуровненную неоднородность, и к положению о неоднородности мы будем обращаться еще неоднократно. Анализ работ, касающихся глубинного строения океанов, следует вначале предварить рассмотрением материалов, касающихся сведений о радиологическом датировании базитовых и ультрабазитовых пород океанов. Исследованиями последних лет раннедокембрийские датировки установлены различными методами в габбро и перидотитах, отобранных из срединно-океанических хребтов – Срединно-Атлантического и Гаккеля. Докембрийские датировки не единичны, но одновременно важно отметить, что среди них отсутствуют цифры палеозойского возраста.

Обратимся далее к геофизическим материалам, рассматривая одновременно следующие сведения о глубинном строении и континентов и океанов: 1) ядро, нижняя и верхняя мантии; 2) границы мантийных разделов; 3) литосфера. Перечисленные структуры относятся к тем, которые, как будет показано далее, демонстрируют латеральные и вертикальные неоднородности планетарного (планета Земля) и глобального (континенты и океаны) масштабов.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев С. И., Грамберг И. С., Красный Л. И., Щеглов А. Д. Основные черты геологии и минерагении Мира. Л.: Недра, 1997. 27 с.

Белоусов В. В., Шолпо В. Н., Рейснер Г. И. и др. Неоднородности тектоносферы и развитие земной коры. М.: Недра, 1986. 231 с.

Блюман Б. А. Кристаллические ультрамафиты и мафиты офиолитовых ассоциаций: происхождение и модель становления. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 59 с.

Блюман Б. А. Изотопные характеристики корово-мантийных неоднородностей: время и глубина их формирования // Геохимия. 2001. № 5. С. 567–572.

Блюман Б. А. Земная кора континентов и океанов (анализ геолого-геофизических и изотопно-геохимических данных). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 152 с.

Глубинное строение и геодинамика литосферы / гл. ред. А. А. Смыслов. Л.: Недра, 1983. 276 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 317).

Грамберг И. С. Сравнительная геология и минерагения океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов // Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология / ред. Д. А. Додин, В. С. Сурков. СПб.: Изд-во ВНИИОкеангеология, 2002. С. 17–34.

Караев Н. А., Лебедкин П. А. Сейсмическая гетерогенность земной коры и ее отображение в поле отраженных рассеянных волн // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования: Материалы Международ. науч.-практ. семинара. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 245 с.

Красный Л. И. Глобальная система геоблоков. Л.: Недра, 1984. 224 с.

Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.

Шулятин О. Г., Андреев С. И., Беляцкий Б. В., Трухалев А. И. Возраст и этапность формирования магматических пород Срединно-Атлантического хребта по геологическим и радиологическим данным // Региональная геология и металлогения. 2012. № 50. С. 28–36.

Щеглов А. Д. Основные проблемы металлогении. Избранные труды. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 358 с.

Cavosie A. J., Wilde S. A., Liu D., Weiblen P. W., Valley J. W. Internal zoning and U-Th-Pb chemistry of Jack Hills detrital zircons: a mineral record of early Archean to Mesoproterozoic (4348–1576 Ma) magmatism // *Precambrian Research*. 2004. Vol. 135. Pp. 251–279.

Coogan A. et al. Petrology and geochemistry of the lower, ocean crust formed at the East Pacific Rise and exposed at Hess Deep: a synthesis and new results // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2002. Vol. 3, no. 11. Pp. 1–30. doi:10.1029/2001GC000230

Dick H. J. B., Natland J. H. Beniot ildefonce. Past and Future Impact of Deep Drilling in the Oceanic Crust and Mantle // *Oceanography*. 2006. Vol. 19, no. 4. Pp. 72–80.

Geoffroy L. Volcanic passive margins // *Comptes Rendus Geosciences*. 2005. Vol. 337, no. 16. Pp. 1395–1408. doi: 10.1016/j.crte.2005.10.006

Meibom A., Anderson Don L. The statistical upper mantle association // *Earth and Planetary Science letters*. 2003. Vol. 17. Pp. 123–139.

Pearson D. G. The age continental roots // *Lithos*. 1999. Vol. 48. Pp. 171–194.

Гетерогенность и гетерохронность литосферной мантии океанов

Сведения об изотопно-геохронологической неоднородности – гетерогенности и гетерохронности литосферной мантии океанов приведены М. Колторти и др. [Coltorti V. et al., 2010]. Авторами изучены и радиологически датированы мантийные ксенолиты из магматических пород островов Зеленого Мыса. Вулканические постройки Кабо-Верде (островов Зеленого Мыса) расположены в Атлантическом океане в 500 км от побережья Сенегала на юрско-меловой океанической коре. Раннемиоценовые (19 млн лет) толеитовые силлы маркируют начало магматизма, прогрессирующего в западном направлении от о. Майо (> 12–7 млн лет) к о. Сал (16 млн лет), Санто-Антал (0.75–1.0 млн лет) и Фого (2 млн лет). Магматические породы в основном недосыщены кремнеземом и представлены вулканитами и плутоническими породами – эссекситами и сиенитами. Карбонатиты обнаружены на островах Фого, Сантьяго, Майо, Сан-Винсенте и Санто-Антал. В статье представлены данные изучения рений-осмиевым методом зерен сульфидов из мантийных ксенолитов, которые, по мнению авторов, показывают, что ксенолиты представляют собой порции сублитосферной континентальной мантии, сохранившиеся в океанической литосфере в процессе открытия Атлантического океана. Мантийные ксенолиты варьируют по размеру от 5 до 20 см и представлены

шпинельсодержащими лерцолитами и магнезиальными гарцбургитами. Метасоматические микроструктуры многочисленны в лерцолитах, выбранных для исследования. Значительная часть изученных сульфидов связана с участками метасоматоза. Сульфиды представлены микровключениями в силикатных фазах или размещены вдоль трещин и жилков и выражены ассоциацией: пирротин + пентландит + халькопирит ± пирит, а также халькопирит, кубанит и Ni-Fe сплавы.

Было изучено 135 зерен сульфидов. На кумулятивной диаграмме показаны модельные возрасты, варьирующие в широком интервале с главным пиком 1050 млн лет с «плечами» пиков 750, 1450, 2075 млн лет. Четырнадцать зерен (13%) показали архейский возраст (≥ 2500 млн лет), а пять анализов – возраст между 3000 и 3750 млн лет (рис. 1).

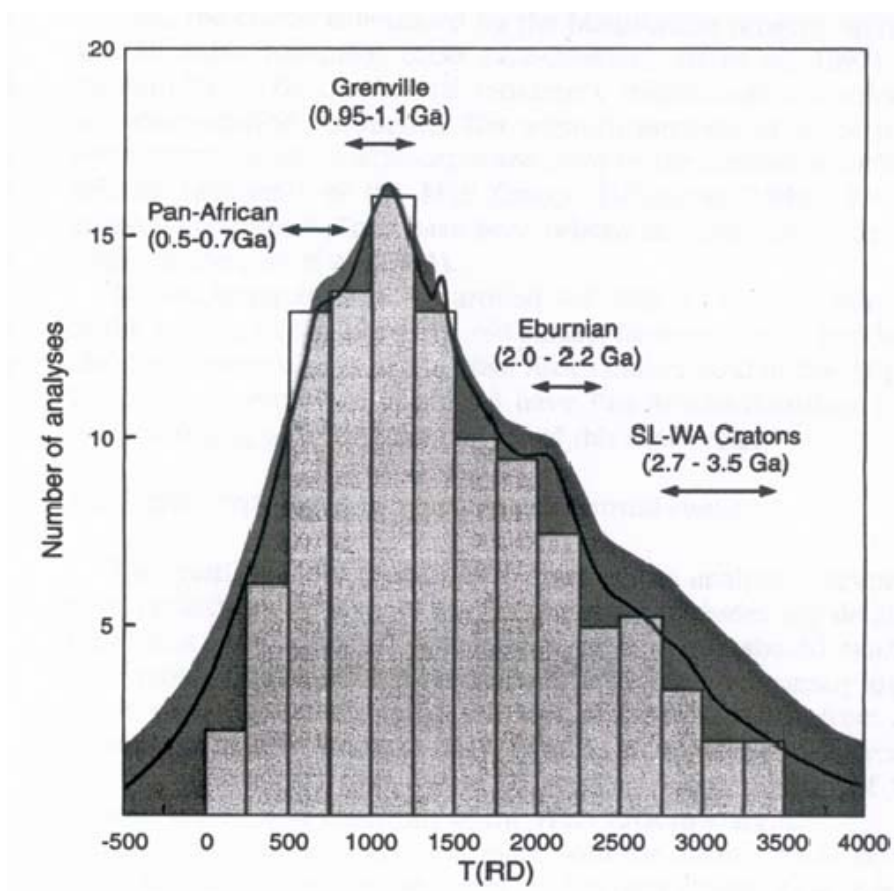


Рис. 1. Гистограмма времени раннего деплетирования

Серый цвет – данные ($n = 135$); стрелки показывают возраст главных тектонических событий, проявленных в Западно- и Южно-Американской континентальных окраинах. Черная кривая – данные $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os} < 0.0045$; $^{187}\text{Re}/^{186}\text{Os} < 0.8$ ($n = 108$) [Coltorti V. et al., 2010]

Архейские и протерозойские события, зафиксированные в сульфидах в литосферной мантии островов Кабо-Верде, показывают, что литосферная мантия островов содержит домены не только молодого океанического образования. Древнейшие архейские датировки мантийных ксенолитов коррелируются с датировками Западно-

Африканского кратона; данные протерозоя «плечей» диаграммы с Бирриманским вулканизмом и Эбурнейской орогенной окраин кратона. Главный неопротерозойский пик (1 млрд лет) сочетается с тектоно-магматическими событиями Западно-Африканского кратона. Большая выборка молодых возрастов (550–800 млн лет) коррелируется с событием открытия океана Япетус. Возможность присутствия в субконтинентальной литосферной мантии (SCLM) Кабо-Верде фрагментов кратонов подтверждается современным анализом литосферы Африки. На глубине 0–100 км в модельном томографическом разрезе высокоскоростные регионы обычны под островами Кабо-Верде и распространяются даже западнее. Новые Re-Os данные, представленные авторами [Coltorti V. et al., 2010], в совокупности с данными об абиссальных перидотитах позволяют считать, что традиционная в современном понимании картина океанической литосферы, сформированной в качестве однородного рестита после экстракции базальтов в СОХ, скорее всего, излишне преувеличена. Развитие океанических бассейнов может вовлекать разрушение (disruption) континентальной литосферы и инкорпорацию реликтов SCLM доменов в океанические регионы.

Сопоставим сведения о результатах радиологического изучения перидотитов субконтинентальной литосферной мантии островов Зеленого Мыса [Coltorti V. et al., 2010], перидотитов Каапваальского кратона Южной Африки и канадского кратона Слейв, полученные по результатам датирования сульфидов рений-осмиевым методом из ксенолитов перидотитов в кимберлитах [Rudnick R., Walker R., 2009] (рис. 2).

Результаты сопоставления приведенных диаграмм можно кратко резюмировать следующим образом. И в том, и в другом случаях (субконтинентальная литосферная мантия островов Зеленого Мыса и мантийные корни кратонов Южной Африки и Канады) изотопное датирование фиксирует гетерохронность событий деплетирования мантии. Как показывает ранний опыт таких исследований [Pearson et al., 1995], события преобразования коры кратонов синхронно зафиксированы и в субкратонной мантии. Кроме того, сопоставление этих диаграмм отчетливо показывает, что возрастны «максимумы» – статистические пики – на них различны для субконтинентальной литосферной мантии океана (острова Зеленого Мыса) и мантийных корней кратонов. В первом случае этот максимум имеет относительно молодой гренвиллский возраст (0.95–1.1 млрд лет), а во втором – смещен в более древний интервал, примерно равный для пространственно значительно разобоченных Каапваальского кратона и кратона Слейв – 2.7 млрд лет, сравнительно слабопроявленный в мантии островов Зеленого Мыса. Одновременно на этих гистограммах видны и различия в «молодых» интервалах датировок – ярче проявлены в субконтинентальной литосферной мантии островов Зеленого

Мыса датировки панафриканского тектогенеза (0.5–0.7 млрд лет), более молодые по сравнению с мантией древних кратонов.

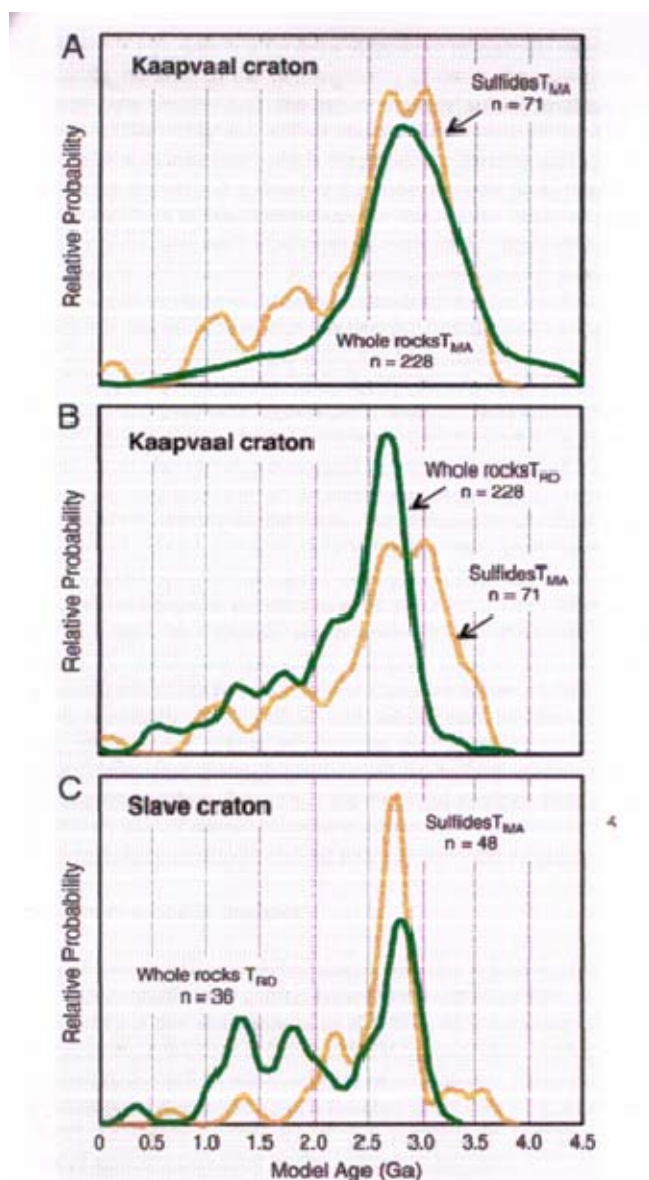


Рис. 2. Диаграмма распределения возрастов сульфидов и пород ксенолитов перидотитов Каапваальского кратона (А, В) и кратона Слейв (С)

Приведенные данные подтверждены сведениями о радиологическом датировании «плутонических пород» Срединно-Атлантического хребта [Шулятин и др., 2012]. (рис. 3, 4).

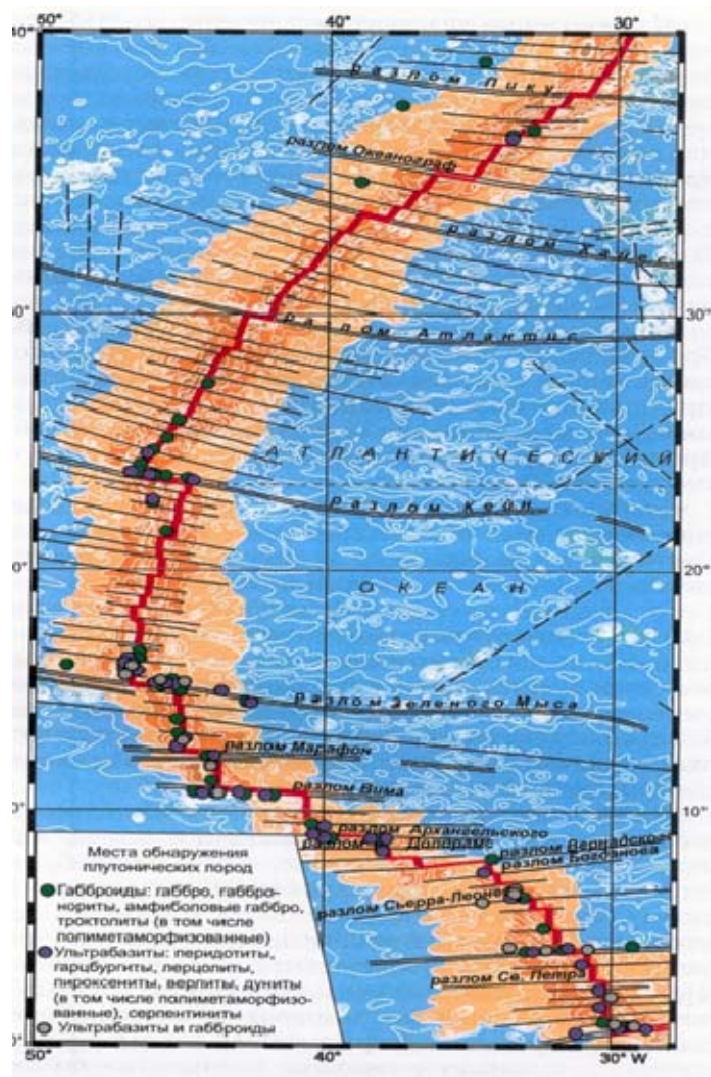


Рис. 3. Карта распространения плутонических пород на Срединно-Атлантическом хребте

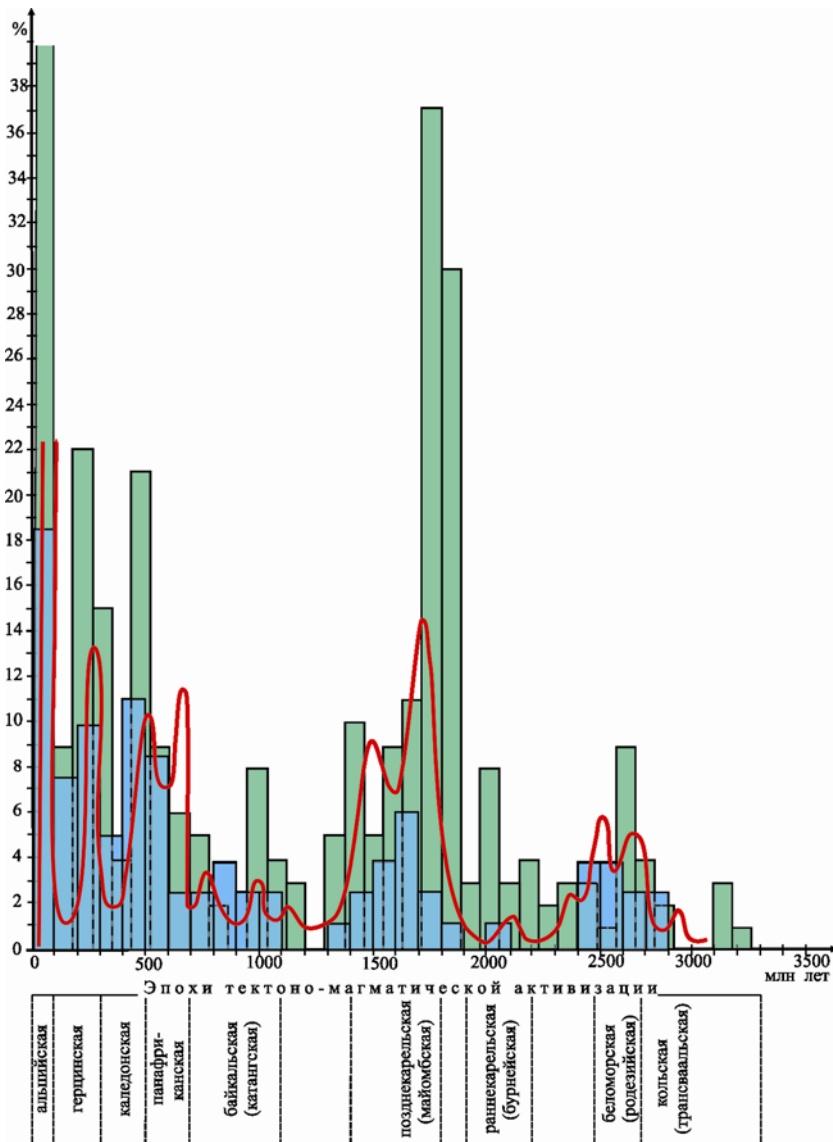


Рис. 4. Гистограммы распределения плотности встречаемости радиологических датировок возрастов магматических пород

Зеленые столбцы – по 593 анализам по цирконам U-Pb методом SHRIMP II и лазерной абляции; красная кривая – по 200 определениям теми же методами. Голубые столбцы – около 100 определений Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar, Ar-Ar, классическим методом по цирконам и другими методами по породообразующим минералам и валовым пробам

Весь вышеизложенный материал по геологии и радиологическому датированию магматических пород САХ позволяет авторам [Шулятин и др., 2012] сделать ряд выводов о структурно-тектонических особенностях и возрасте этих образований.

1. Результаты радиологического определения возраста пород габбро-ультрабазитового комплекса (полученные авторами и опубликованные в литературе) указывают на широкий диапазон формирования пород – от кайнозоя (плейстоцена) до архея включительно.

2. Полученные дискретные датировки радиологического возраста распадаются на несколько групп, которые совпадают с планетарными тектоно-магматическими эпоха-

ми на континентах, что является новой информацией и свидетельствует, очевидно, о согласованном геодинамическом развитии материков и разделяющих их океанических пространств.

3. Упорядоченный характер в распределении возрастов пород отражает многоэтапность проявления магматизма САХ. При этом плутонические образования иногда сопровождались излияниями эффузивных пород, что подтверждается фактом обнаружения метабазальтов и метапикритов, комплементарных по возрасту древним кристаллическим породам (протогора).

4. В формировании современной структуры САХ на уровне 2 и 3 океанических слоев участвуют реликтовые образования доокеанической литосферы и верхней мантии. Они и вносят породное и особенно возрастное разнообразие в гетерогенный магматический комплекс, слагающий геоблоки среди молодых базальтов осевой зоны Срединно-Атлантического хребта.

Все сказанное в значительной мере противоречит устоявшимся представлениям о строении срединных хребтов, возрасте слагающих их пород, механизме формирования и происхождения структур в целом, а следовательно, указывает на концептуальное несовершенство монополюно господствующей в океане уже многие годы гипотезы тектоники плит. Пожалуй, наиболее значимым, с точки зрения автора настоящей работы, является положение «о согласованном геодинамическом развитии материков и разделяющих их океанических пространств».

В соответствии с приведенными находятся и сведения, полученные при изучении литосферной мантии плато Онтонг-Джава (Тихий океан) [Ishikawa, Pearson, Dale, 2011]. Раннемеловое плато Онтонг-Джава в Западном Пацифике – наиболее крупная LIP на Земле с площадью 2×10^6 км² и максимальной мощностью коры > 30 км – формировалось, по мнению авторов, вначале как поднятие (2.5–3.6 км выше окружающего морского дна), а затем в постэруптивный период произошло проседание (1.5 ± 0.4 км), документированное субмаринным извержением лав. Авторы изучали ксенолиты гарцбургитов с целью изучения глубоких мантийных корней плато Онтонг-Джава. Исследуемые образцы включали шпинелевые лерцолиты, шпинелевые гарцбургиты, гранат-шпинелевые лерцолиты и гранатовые лерцолиты из интрузии альнеита о. Малаита. На основании Re-Os датировок выделены две возрастные их популяции: главная (55 из 70 обр.) с возрастом 0.2–0.8 млрд лет; подчиненная (11 из 70 обр.) протерозойская модель – 1.1–1.8 млрд лет наряду с возрастными 290 и 120 млн лет. Последний возраст отвечает раннему мелу. Древние возрасты – возрасты древней мантии – фиксируют высокую степень мезопротерозойской экстракции расплавов в мантии плато Онтонг-Джава.

По мнению авторов [Ishikawa, Pearson, Dale, 2011], древняя деплетированная субконтинентальная мантия плато Онтонг-Джава характеризуется нерадиоогенным Os с древними модельными возрастными, которые отображают ее изоляцию от окружающей конвектирующей мантии на протяжении миллиардов лет. Сходный во многом сценарий предполагается и для плато Кергелен, согласно изучению ксенолитов гарцбургитов (Hassler, Shimiry, 1998), результаты которого показали, что океаническая верхняя мантия содержит Os – изотопные метки древних событий плавления, которые оказывались устойчивыми к последовательному конвективному перемещению.

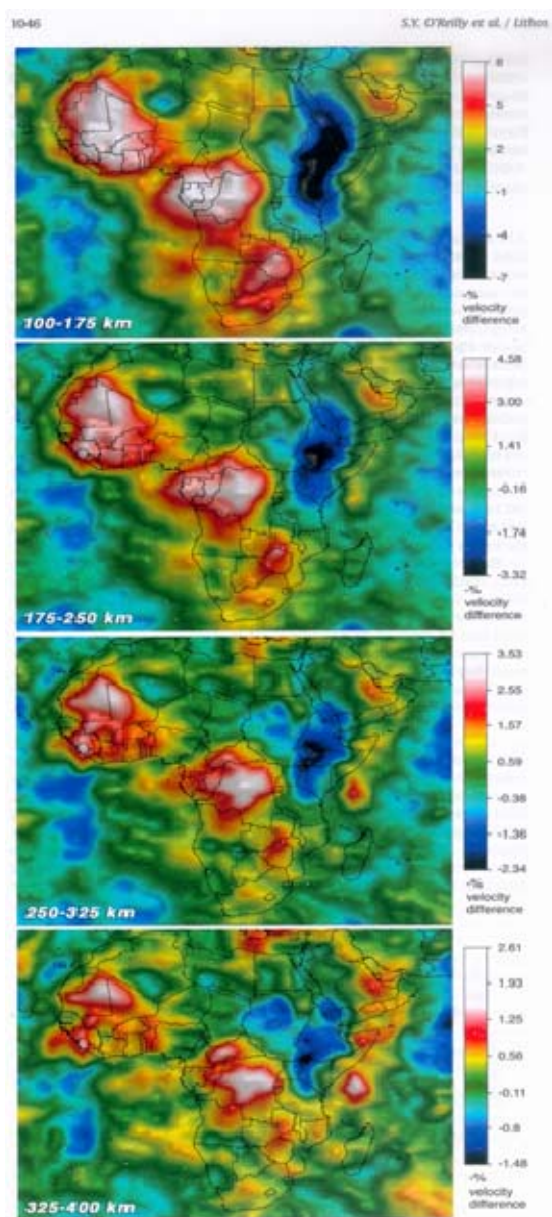
Вышеприведенные данные вполне совместимы со сведениями о древних датировках перидотитов, драгированных в пределах хребта Гаккеля (Северный Ледовитый океан) [Liu et al., 2008]. Деплетирование абиссальных перидотитов хребта Гаккеля фиксирует древнее событие плавления, определившее их нерадиоогенные $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ отношения, что также установлено для Срединно-Атлантического хребта (A. D. Branlon et al., 2000; M. Harvey et al., 2006), а также для мантийных перидотитов Идзу-Бонинской дуги (Parkinson et al., 1998). Древнее деплетирование установлено также и для некоторых MORB: Атлантического (Andres et al., 2004) и Индийского океанов (Graham et al., 2006) Гарцбургиты из обоих участков драгирования хр. Гаккеля показывают древнейший возраст деплетирования, обнаруженный в абиссальных перидотитах и равный 2.2 млрд лет. Эти древние события деплетирования намного старше современных событий частичного плавления в мантии хр. Гаккеля.

Применительно к рассматриваемому кругу вопросов о гетерогенности и гетерохронности литосферной мантии различных структур океанов (срединно-океанических хребтов и их флангов, внутриокеанических поднятий) представляют интерес материалы, содержащиеся в статье Сьюзен О'Рейли с соавторами «Ультраглубокие корни континентов и их остатки в океанах: к проблеме мантийных резервуаров» [O'Reilly et al., 2009]. Во введении авторы отмечают, что устоявшийся взгляд на Землю драматически изменяется с быстрым развитием планетарной и литосферной сейсмической томографии одновременно с увеличивающимся их разрешением. Сейсмотомографические изображения показывают гетерогенность разных масштабов и присутствие крупных дискретных доменов – термальных и композиционных. Сейсмическая томография показывает «корни» сейсмически различных доменов, протягивающиеся значительно ниже установленной литосферно-астеносферной границы (более 200 км), ниже древних частей некоторых континентов, подобных «тектосфере», предложенной Джорданом (Jordan, 1988) Такие глубоко проникающие континентальные корни, по мнению авторов [O'Reilly et al., 2009], трудносовместимы с преобладающей концепцией доми-

нирующих горизонтальных течений в верхней части конвектирующей мантии. Они же считают, что сегодняшние континенты ассоциированы (ассамблированы) из фрагментов древних континентов, скрепленных вместе молодыми подвижными поясами с более тонкими «корнями». Такой, по мнению этих авторов, *новый взгляд* (курсив мой. – Б. Б.) может давать лучшее понимание термальных и механических процессов, контролирующих объединение и распад континентов. Они же представляют модели глобальной сейсмической томографии высокого разрешения Африки и сопредельной части Атлантического океана, интегрированные с новой картой глобальных магнитных аномалий (L. K. Korhonen et al., 2007) и с изотопно-геохимическими данными по базальтам океанических островов и материалами изучения природы и возраста литосферных доменов в океанических регионах.

Сьюзен О'Рейли и соавторы [O'Reilly et al., 2009] отмечают, что теория тектонических плит, развивающаяся начиная с 1960-х годов [Wilson, 1963]), достаточно хорошо служит уже четыре десятилетия, но однако не отвечает на главный вопрос: как близповерхностные тектонические явления взаимодействуют с движущимися процессами в глубинах планеты. Новые данные и их интерпретация позволяют, по их мнению, увидеть более ясно, что происходит в глубинах Земли, и сформулировать новую концепцию для более реалистического (подчеркнуто мной. – Б. Б.) геодинамического моделирования. Авторы отмечают также, что ряд детальных исследований показал замечательную синхронность крупномасштабных коро-мантийных событий (W. L. Griffin et al., 2004), демонстрирующих совокупность (совместимость) литосферной мантии и нижележащей коры в течение продолжительных промежутков геологического времени (Griffin, O'Keilly, 2007). Одновременно авторы [O'Reilly et al., 2009] отмечают, что факты присутствия глубоко проникающих в мантию корней континентов вступают в противоречие с концепцией доминирующих горизонтальных потоков в верхней части конвектирующей мантии и в связи с этим возникает вопрос о роли таких корней в движении плит. Основные положения, рассматриваемые ими далее, основываются на высокоразрешающей глобальной сейсмической томографической модели (Begg et al., 2009) в сочетании с новой картой глобальных магнитных аномалий (L. K. Korhonen et al., 2007), составленной для Африки и около континентальных бассейнов Атлантического океана. Эти данные используются совместно с результатами изотопно-геохимических исследований базальтов океанических островов (ОИВ) и изучения природы и возраста литосферных доменов в океане, что позволяет по-новому интерпретировать структуру и образование верхней мантии одновременно и под африканскими архейскими структурами, и под сопредельными участками (пассивными окраинами)

Атлантического океана. Основываясь на датировках различными методами, авторы (W. L. Griffin, S. O'Reilly, 2008) отмечают замечательную синхронность крупномасштабных коро-мантийных событий совокупного развития литосферной мантии и вышележащей коры в течение длительных промежутков времени. Одновременно обращается внимание на длительное, стабильное и изолированное существование геохимических глубинных «резервуаров», устанавливаемых по изотопным геохимическим «меткам», а эти данные, в свою очередь, обуславливают то, что изотопно-геохимические данные вступают в противоречие с геофизическими данными о непрерывном конвективном механизме смешения (mixing) мантийных резервуаров.



В работе приведена серия томографических срезов африканского континента в интервалах глубин (км): 100–175; 175–250, 250–325 и 325–400. Кратонические области отчетливо различимы в интервале 100–175 км высокоскоростными ядрами, окруженными регионами пониженной скорости (Каапваальский кратон) (рис. 5).

Рис. 5. Томографическая модель (V_s) четырех глубинных срезов литосферной мантии и верхней мантии Африки

Красный цвет – высокие скорости, синий – низкие. Цветная шкала приведена для каждого среза; референтная скорость – 4.5 км/с [O'Reilly et al., 2009]

На этом уровне отчетливо выражен кратон Конго, распространяющийся западнее в область Атлантического океана. Кратонные домены устойчиво отличаются повышен-

ными величинами V_s в интервалах 175–250 и 325–400 км. Высокоскоростные области отчетливо различаются в интервале глубин 0–100 км, а некоторые из них имеют продолжение на континентах, особенно в пределах прибрежных частей Юго-Западной Африки и Юго-Восточной Америки. Некоторые из таких доменов присутствуют в виде дискретных «пузырей» (blobs), прослеживающихся по направлению к срединно-океаническому хребту от окраины континента. Ряд таких «пузырей» прослеживается между Срединно-Атлантическим хребтом и северо-западным побережьем Африки. Такие же высокоскоростные домены присутствуют в интервале 100–175 км, а некоторые из них прослеживаются по скоростным контрастам в слое 175–250 км. Авторы [O'Reilly et al., 2009] считают, что высокоскоростные домены (blobs) представляют собой остатки деплетированной (плавучей – bouyant) древней континентальной литосферы, фрагментированной в течение процесса рифтинга и открытия океанского бассейна. Как видно на томографических моделях, наиболее отчетливо высокоскоростные регионы юго-востока Южной Америки, северо-запада и юго-запада Африки демонстрируют продолжение в Атлантический океан. Новые карты магнитных аномалий показывают, что эти регионы имеют сложную структуру магнитного поля, что может связываться с продолжением (присутствием) здесь континентальной коры, отличающейся от океанской литосферы, которая характеризуется регулярной магнитной полосчатостью спрединга (рис. 6).

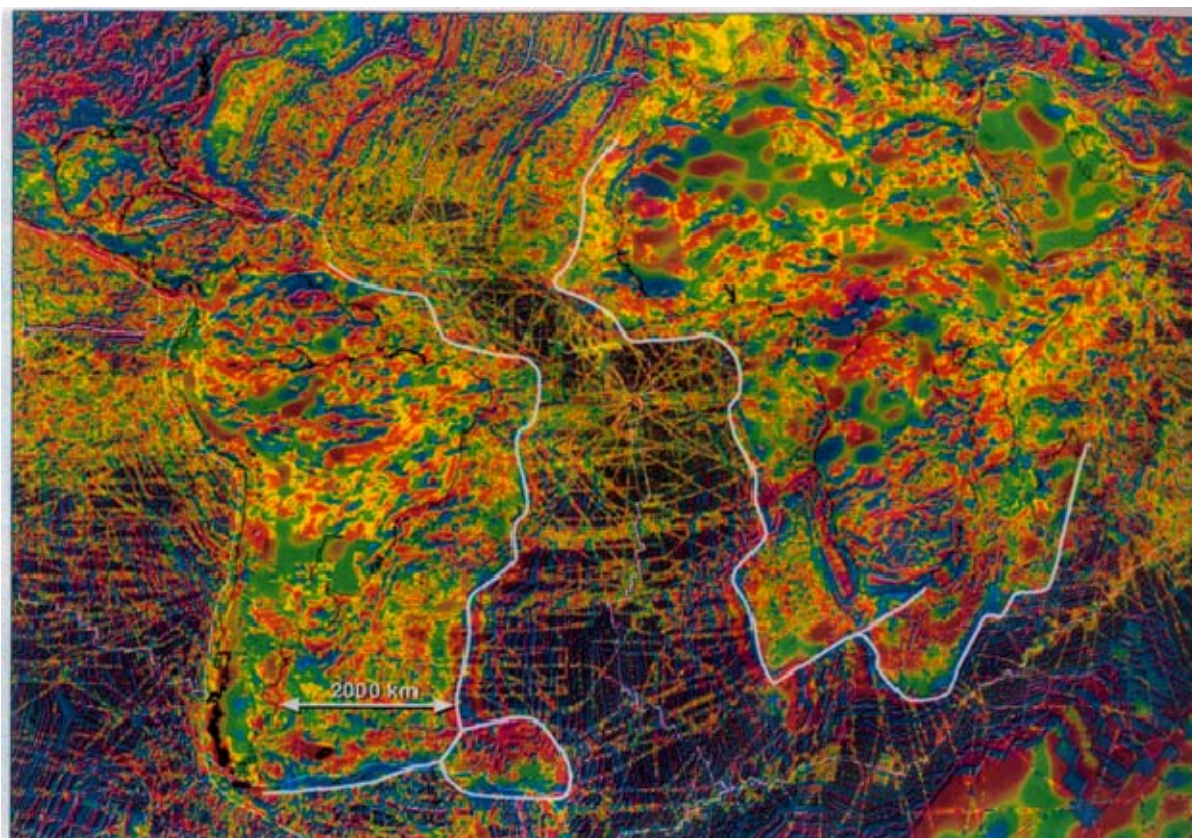
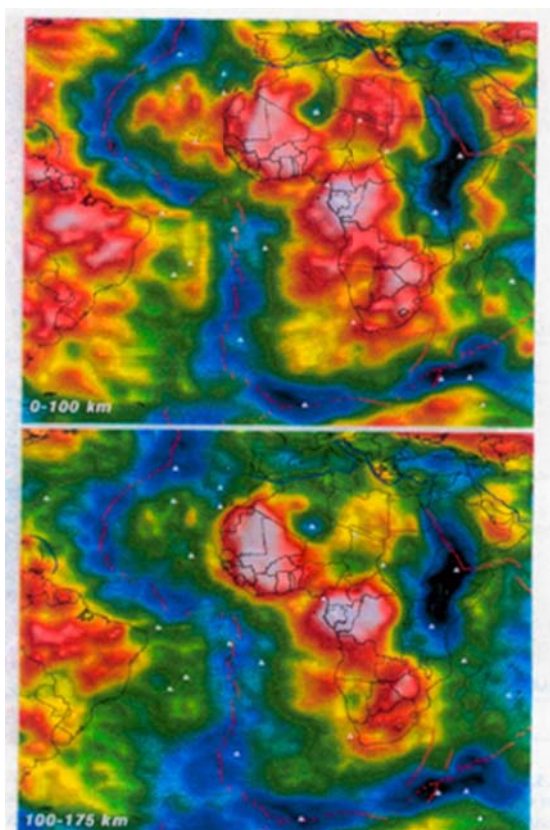


Рис. 6. Модифицированная карта глобальных магнитных аномалий (L. K. Korhonen et al., 2007) Атлантического океана и побережий Южной Африки и Южной Америки. Белая линия ограничивает регионы, где кора имеет магнитные характеристики, отличные от таковых в океанах

Сьюзен О'Рейли и соавторы [O'Reilly et al., 2009] предполагают, что океанские бассейны не формировались в результате полного (clean) разрушения новообразованных границ континентов, но значительные объемы плавучей древней мантии внедрялись (embedded) в новообразованную океанскую литосферу. Древние Re-Os возрасты мантийных сульфидов обнаружены в деплетированных мантийных породах рифтовых зон (Brandon et al., 2000; Wang et al., 2003), срединно-океанических хребтов [Liu et al., 2008] (Alard et al., 2005), в мантийных ксенолитах базальтов океанских островах [Coltorti et al., 2010]. Эти данные согласуются с интерпретацией высокоскоростных пузырей (blobs) как реликтов первичной архейской – протерозойской субконтинентальной литосферной мантии (SCLM). Последовательность событий, по данным изучения Re-Os методом мантийных ксенолитов о. Сал (Кабо-Верде) вблизи высокоскоростного домена, отражает тектоническую историю Западно-Африканского кратона (Coltorti et al., 2010). В Тихом океане подобные высокоскоростные домены распределены неравномерно и более трудно различимы, чем в Атлантическом.



На рис. 7 показано размещение некоторых базальтовых островов в Атлантическом океане, располагающихся по томографической модели (сечения глубин 175–200 км).

Рис. 7 Томографическая модель трех глубинных срезов Атлантического океана

Пронумерованы ОИВ – провинции: 1 – Азоры; 2 – Мадейра; 3 – Канары; 4 – Кабо-Верде; 5 – Фернандо ди Норонья; 6 – Асенсьон; 7 – Св. Елены; 8 – Тринидад; 9 – Тристан д'Акунья (Китовый хребет); 10 – Буве; 11 – архипелаг Крозе (поднятие Афанасия Никитина); 12 – линия Камеруна. Цветовая гамма та же, что и на рис. 1, 3, 6, за исключением среза 0–100 км, где цветная шкала – от 5 до 8 км/с [O'Reilly et al., 2009]

Отдельные базальтовые провинции – Фернандо де Норонья, Тринидад и Кабо-Верде несут изотопные характеристики компонентов ЕМІ и ЕМІІ, возможно, указывающие на взаимодействие с материалом древней литосферы. Re-Os анализ зерен сульфидов из мантийных ксенолитов о. Сал – восточная часть островов Кабо-Верде – показал модельный возраст деплетированной мантии 2.7–3.5 млрд лет [Coltorti et al., 2010], позволяющий считать, что эти ксенолиты являются отторженцами – фрагментами западно-африканской кратонической мантии с изотопной «меткой» ЕМІ. Аналогично интерпретирован Re-Os модельный возраст базальтов Азорских островов (≥ 2.5 млрд лет), расположенных в непосредственной близости от Срединно-Атлантического хребта, что также свидетельствует о взаимосвязи мантийных расплавов с фрагментами высокоскоростной субконтинентальной литосферы. Радиогенно-обогащенные характеристики базальтов (ЕМІ, ЕМІІ) Китового хребта, Кабо-Верде, Фернандо ди Норонье и Тринидад, совмещенные с высокоскоростными доменами в томографической модели, могут быть интерпретированы как фрагменты древних дезинтегрированных корней континентов. В заключении авторы [O'Reilly et al., 2009] отмечают, что традиционные модели конвекции, использующие доминирующую горизонтальную циркуляцию в верхней мантии или, как частность, одно- или двухслойную циркуляцию, не совместимы с существованием доминирующих когерентных доменов, распространенных в переходной зоне континент – океан. Соответственно вертикальные конвективные течения свидетельствуют в поддержку воздымающихся магм с модифицированными древними корнями.

Возвращаясь к сведениям по датировкам перидотитов и плато Онтонг-Джава (Тихий океан) и островов Зеленого Мыса (Атлантический океан), прежде всего следует подчеркнуть две принципиально важные характеристики этих датировок: 1) их полихронность в широком возрастном интервале – от мезозоя до архея, отражающих неод-

нократность событий расплавленного деплетирования (магмаобразования) в мантии океанов и 2) синхронность отдельных и ряда последовательных событий в мантии океанов и в мантии сопредельных континентов – их древнейших структур – континентальных кратонов. Следует особо подчеркнуть – не синхронность в целом событий деплетирования мантии континентов и океанов, а частичное или «полное» совпадение отдельных событий или групп событий. Наглядным подтверждением этого положения является иллюстрация из статьи М. Колторти и др. [Coltorti et al., 2010], где выделены события, типичные для сопредельных с островами Зеленого Мыса континентальных окраин Западной Африки и Южной Америки, и в мантии Атлантического океана зафиксированы события, синхронные с проявлением типично континентальных фаз тектогенеза (млрд лет): Слейв – 2.7–3.5; Эбурнейской – 2.0–2.2; Гренвиллской – 0.95–1.1 и Панафриканской – 0.5–0.7, максимум которых приходится на Гренвиллскую фазу 0.9–1.1.

Подобные совпадения, пока единичные, а также сведения о синхронности событий в земной коре и верхней мантии, которые рассматривались нами ранее [Блюман, 1998; 2005; 2007], позволяют предполагать (подчеркиваю – предполагать! – Б. Б.), что в акватории, ныне занятой Мировым океаном (в том числе и Северным Ледовитым), синхронно сосуществовали и направленно взаимодействовали протоко́ра континентов и океанов и их субпрото́континентальная литосферная мантия. Вопрос о первичном их составе и строении сегодня крайне дискуссионен, но тем не менее нельзя отказываться от предоставившейся возможности его обсудить в «теоретическом» аспекте.

Сегодня, в особенности после рассмотрения итогов программ глубоководного бурения в Мировом океане, вполне осознанно возникает затруднение при попытке обозначить содержание понятия (термина) «океаническая кора» (кора океанов) за исключением достаточно определенных (в значительной степени в общем смысле) понятий «слоев» коры океанов – первого – осадочного, второго – вулканического (в широком смысле) и третьего – кристаллического (мафит-ультрамафитового). Следует отметить, что понятие «слой» применительно к коре океанов, так же как и к коре континентов, носит не вполне определенный характер в силу того обстоятельства, что в пределах и континентов, и океанов «слои» не выдержаны по мощности и распространены не повсеместно, противореча тем самым общепринятому понятию «слой». Характер взаимоотношений первого и второго слоев коры океанов охарактеризован автором [Блюман, 1998; 2011] по материалам международных программ глубоководного бурения (DSDP, ODP) и дополнен в этой работе материалами по программе IODP. В подавляющем большинстве случаев и особенно в пределах COX вскрыты бурением и драгированы

преимущественно перидотиты, часто совместно с габбро. В отдельных скважинах только габбро (скв. 735В, поднятие Атлантис в Юго-Западном СОХ Индийского океана), габбро и ультрамафиты в одноименном поднятии Атлантис, расположенном на фланге САХ (см. описание разреза в этой работе). В единичных случаях (впадина Хесса – Тихий океан; Западный Индийский СОХ – поднятие Атлантис и одноименное поднятие в пределах САХ) бурением вскрыт лишь мафический кристаллический слой (третий) коры океанов, в частности в наиболее глубокой (≈ 1.5 км) скв. 735В в Индийском океане. В этом случае габбро не перекрыты какими-либо отложениями, несут следы волновой эрозии, а в непосредственной близости от скважин 735В и 732, в долине трансформного разлома на глубине 4200 м бурением вскрыт под пелагическими илами литифицированный горизонт конгломератов с окатанной галькой выветрелых габбро и базальтов, цементированных окисно-железистым песчаным цементом [Блюман, 2011].

Дело в том, что в пределах разнотипных структур Мирового океана в преобладающем большинстве случаев не наблюдались (не вскрыты бурением) одновременно все «классические» слои коры океанов. Как это ни удивительно, их систематическое сонахождение (совместное залегание) отмечается лишь в пределах континентов (офиолитовая триада Штейнманна), и она же, эта триада, сторонниками тектоники плит принимается (точнее, постулируется) как типичная кора океанов и используется в качестве безусловного признака существования палеоокеанов и в итоге – как след их закрытия. Складывается впечатление, что отсутствие такого рода «триад» в Мировом океане несколько не тревожит сторонников тектоники плит, а разрозненность членов триады в океанах объясняется их дезинтеграцией в процессе тектонического перемещения. Это отчасти вступает в противоречие с мнением других авторов, в частности, изучавших хр. Гаккеля и вполне аргументировано полагающих, что главным «движущим» процессом в динамике хр. Гаккеля является не тектоника, а процессы неоднократного плавления вещества верхней мантии [Michael et al., 2003].

В дальнейшем в этой работе автор рассматривает вопрос состоятельности объединения в офиолитовую «триаду» осадков, базальтов и кристаллических мафит-ультрамафитовых комплексов, обоснованность их отнесения к океанической коре и вообще правомерность их объединения в когентичную ассоциацию. В 1998 г. автор в работе «Земная кора континентов и океанов: анализ геолого-геофизических и изотопно-геохимических данных» предпринял попытку осмыслить состав и строение коры океанов и континентов и их возможные соотношения. На основе немногочисленных, имеющихся к моменту ее публикации данных, было высказано авторское предпо-

ложение об отсутствии *принципиальных* (выделено мной. – Б. Б.) различий между нижней гранулит-базитовой корой континентов и третьим (кристаллическим мафит-ультрамафитовым) слоем коры океанов, нашедшее в дальнейшем [Блюман, 2000; 2011] относительное подтверждение в сходстве ряда особенностей состава и строения основных гранулитов щитов континентов и кристаллических габбро третьего слоя коры океанов [Блюман, 2011]. Так или иначе проблема происхождения коры континентов и океанов «упиралась» в проблему происхождения первичной протокры. Версию происхождения протокры автор рассматривает наряду с офиолитами как второй по значимости вопрос в разделе работы «Вопросы геологии континентов». Не вдаваясь здесь в детали этой модели, хочу лишь отметить, что сегодня, на мой взгляд, кажется более важным рассмотреть базовые характеристики состава, строения и взаимоотношений коры континентов (их разнотипных тектонических структур) и коры океанов – по отдельности и по типовым структурам океанов (зоны перехода континент – океан (активные и пассивные), абиссали, асейсмические хребты, внутриокеанические поднятия, СОХ и сделать это в тезисной форме, более удобной для обсуждения и критики. При этом изначально для континентальной коры (КК) мы примем ее достаточно традиционное деление на нижнюю (гранулит-базитовую) и верхнюю (гранито-гнейсовую, гнейсо-амфиболитовую) коры.

В качестве общих положений, касающихся состава и строения коры континентов (КК), можно выделить следующие:

– по мере перехода от центров континентов к их окраинам происходит направленное уменьшение мощности КК, преимущественно за счет сокращения мощности (выклинивания) верхней коры;

– внутри континентов определенных тектонических структурам (щиты, платформы, складчато-надвиговые системы, зоны тектоно-магматической активности и рифтогенеза) свойственны определенная мощность коры, ее состав и строение, обусловленные спецификой и длительностью процессов их тектоно-магматического развития. Характеристику состава и строения КК таких структур можно найти во многих работах, в т. ч. и в монографии автора [Блюман, 1998]. Здесь хотелось бы обратить особое внимание на зоны континентального рифтогенеза (кайнозойского преимущественно), проявлению которых предшествует формирование больших изверженных провинций плато-базальтов.

В качестве общих положений, касающихся состава и строения коры океанов (КО), можно выделить следующие:

– по мере перехода от окраин континентов (пассивных и активных) к центральным частям океанов происходит направленное уменьшение мощности КК, преимущественно за счет сокращения мощности третьего, кристаллического ее слоя;

– внутри океанов определенными тектоническим структурам (СОХ, абиссали, асейсмические хребты, внутри- и окраинно-океанические поднятия, островодужные системы, задуговые бассейны, окраинные моря) присущи определенные особенности состава, строения и взаимоотношений различных слоев КО, обусловленные спецификой и длительностью их тектоно-магматического развития;

– в пределах пассивных окраин, а также внутри- и окраинно-континентальных поднятий сохраняются фрагменты континентальной коры, равно также и в пределах островодужных систем и окраинных морей. Прямое свидетельство, например, наличие окатанной гальки гранулитов (кислых) в аллювиальных отложениях (под вулканическими) банки Елан плато Кергелен (ОДР, рейс 183), плато Сейшелы и др. Свидетельства возможного присутствия фрагментов КК устанавливаются по изотопным характеристикам базальтов океанических островов (аномалии DUPAL, SOPITA) [Блюман, 1998; O'Reilly et al., 2009; Coltorti et al., 2010].

Соответственно глубины Мирового океана могут хранить фрагменты КК, в том числе и гранулит-базитовой в большинстве мест, а иногда и верхней КК, а также, как было показано выше, и фрагменты субконтинентальной литосферной мантии, сохранившие многочисленные, в том числе и раннедокембрийские, следы тектоно-магматических преобразований – деплетирования. Весьма важно заметить, что на примере континентов и континентальных корней, корней кратонов установлена хронологическая взаимосвязь и взаимообусловленность событий в земной коре и в субконтинентальной (субкратонной) литосферной мантии [Pearson et al., 1995], подтвержденная в уже упоминавшей статье С. О'Рейлли [O'Reilly et al., 2010]. Тем не менее большая часть КК (кристаллической коры) скрыта под вулканическими образованиями второго слоя (большими изверженными провинциями океанов) во многих местах [Блюман, 2011], связанных взаимопереходами с теми же провинциями континентов – континентальных окраин. Как уже отмечалось, процессы мезозойского (в пределах пассивных окраин океанов) и кайнозойского (в пределах континентов и, предположительно, океанов) рифтогенеза следуют за формированием больших изверженных провинций, и, чтобы перейти к их характеристике, необходимо понять связь (если она существует) между формированием больших изверженных провинций (БИП), рифтогенезом и формированием океанов.

Изложенные выше материалы вновь предоставляют возможность, вернее, определяют необходимость, сформулировать следующие вопросы:

Каким образом объяснить присутствие или сохранность гетерохронных (докембрий – фанерозой) фрагментов сублитосферной континентальной мантии в пределах разнотипных структур океанов и особенно их СОХ?

Как объяснить синхронность отдельных событий деплетирования океанической и континентальной мантии в сопредельных структурах Атлантического океана и африканских кратонов?

В чем причина сходства изотопных характеристик компонентов ЕМІ, ЕМІІ, НІМУ базальтов океанов с определенными оставляющими коры континентов – нижней (ЕМІ), верхней (ЕМІІ) корой и древнейшими базальт-коматиитовыми комплексами (НІМУ)?

ЛИТЕРАТУРА

Блюман Б. А. Земная кора континентов и океанов (анализ геолого-геофизических и изотопно-геохимических данных). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 152 с.

Блюман Б. А. Кристаллические ультрамафиты и мафиты офиолитовых ассоциаций: происхождение и модель становления. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 59 с.

Блюман Б. А. Изотопные характеристики корово-мантийных неоднородностей: время и глубина их формирования // Геохимия. 2001. № 5. С. 567–572.

Блюман Б. А. Древнейшие алмазоносные эклогиты, тоналит-грандиоидные и базальт-коматиитовые ассоциации: возможная модель импактного происхождения. СПб.: Изд-во Пангея, 2005. 96 с.

Блюман Б. А. Импактные события, биогенез и рудогенез в ранней истории развития Земли. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 80 с.

Блюман Б. А. Земная кора океанов (по материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 344 с.

Шулятин О. Г., Андреев С. И., Беляцкий Б. В., Трухалев А. И. Возраст и этапность формирования магматических пород Срединно-Атлантического хребта по геологическим и радиологическим данным // Региональная геология и металлогения. 2012. № 50. С. 28–36.

Coltorti M., Bonadiman C., O'Reilly S. Y., Griffin W. L. and Pearson N. J. Buoyant ancient continental mantle embedded in Oceanic Lithosphere (Sal Island, Cape Verde Archipelago) // Lithos. 2010. Vol. 120. Pp. 223–233.

Griffin W. L., Jaques A. L., Sie S. H., Ryan C. G., Cousens D. R., Suter G. F. Conditions of diamond growth: A proton microprobe study of inclusions in West Australian diamonds // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. Vol. 99, no. 2. Pp. 143–158.

Ishikawa A., Pearson D. G., Dale Ch. W. Ancient Os isotope signatures from Ontong Java Plateau lithosphere: Tracing lithosphere accretions history // *Earth and Planetary Science Letters.* 2011. Vol. 301. Pp. 159–170. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.10.034>

Liu Ch.-Z., Snow J. E., Hellebrand E., Brüggemann G., von der Handt A., Büchl A., Hofmann A. Ancient highly heterogeneous mantle beneath Gakkel ridge, Arctic ocean // *Nature.* 2008. Vol. 452. Pp. 311–316.

Pearson D., Carlson K., Shirey S., Boyd F., Nixon P. Stabilization of Archean lithospheric mantle: a Re-Os-isotope study of peridotitic xenoliths from Kaapvaal craton // *EPSL.* 1995. Vol. 134, no. 3/4. Pp. 341–357.

Pearson D. G. The age continental roots // *Lithos.* 1999. Vol. 48. Pp. 171–194.

Michael P. J., Langmuir C. H., Dick H. J. et al. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *Nature.* 2003. Vol. 423. Pp. 956–961.

O'Reilly S. Y., Ming Zhang, Griffin W. L., Begg G., Hronsky J. Ultradeep continental roots and their oceanic remnants: A solution to the geochemical "mantle reservoir" problem? // *Lithos.* 2009. Vol. 112. Pp. 1043–1054.

Rudnick R. L., Walker R. J. Interpreting ages from Re–Os isotopes in peridotites // *Lithos.* 2009. Vol. 112. Pp. 1083–1095.

Wilson J. T. A possible origin of the Hawaiian islands // *Can. J. Phys.* 1963. Vol. 41. Pp. 863–870.

Неравновесное, необратимое и нелинейное историко-геологическое развитие Земли

Начиная с 2000 г. автор принимал участие в создании таких работ как Геолого-минерагеническая карта мира м-ба 1 : 15 000 000 (гл. ред. Л. И. Красный) [Геолого-минерагеническая карта мира ..., 2000], томов «Тектоника и геодинамика» и «Минерагения» Энциклопедического справочника «Планета Земля» [2004; 2008], а также в издании ряда монографий, посвященных проблемам геологии ранних стадий развития Земли [Блюман, 2005; 2007], геологии океанов и континентов [Блюман, 2011; 2013]. Накопленные за эти годы сведения вызывают у автора желание поделиться с коллегами некоторыми соображениями, следующими из материалов перечисленных

работ. Работа, предлагаемая к публикации, основана на принципе «трех НЕ» в геологии. Автором неоднократно в различные годы и в том числе в упомянутых работах опубликована содержательная сторона этого принципа [Блюман, 2013], что избавляет его от необходимости еще раз приводить обоснование положений о «трех НЕ» в геологии и сразу же приступить к характеристике тех геологических данных, которые могут лечь в основу рассматриваемой далее историко-геологической концепции развития Земли. Сущность рассматриваемой далее концепции заключается в том, что в процессе геологического развития направлено и необратимо возрастает неоднородность геологического строения каждой отдельной тектонической структуры и суммарно возрастает неоднородность состава и строения различных уровней литосферы и в целом Земли. Принципиально важно подчеркнуть главенствующую роль неравновесности геологических процессов в истории развития Земли, которая по существу является тепловой машиной, осуществляющей передачу тепла из глубинных недр к ее поверхности. Действие этой тепловой машины обусловлено в первую очередь глубинной постаккреционной дифференциацией – оттоком тепла, выделяемого в процессе глубинной дифференциации Земли.

Нужно отметить, что в развитии Земли, по мнению автора [Блюман, 2005; 2007], следует выделять два глобальных периода, временная граница которых может проходить на рубеже 2.5 млрд лет. В это время предполагается смена периода космогенной (импактной) геодинамики: когда становление конкретных участков Земли определяется процессами падения крупных планетезималей (стадия *last veneer*) и подчиненная роль процессов глубинной дифференциации. Эти процессы на последующей стадии (после 2.5 млрд лет) приобретают главенствующую роль и их проявление фиксируется впервые появлением изверженных пород калиевого ряда.

Процессы глубинной дифференциации скорее всего начались еще на ранних стадиях гетерогенной аккреции, продолжались в ходе всей истории геологического развития Земли и реализовывались в ядре, нижней и верхней мантии и по-разному в земной коре на разных стадиях развития Земли. Данными глубинного сейсмического томографирования такие процессы сегодня фиксируются в пограничном слое, расположенном на границе внутреннего твердого и внешнего жидкого ядра Земли. Именно процесс глубинной дифференциации с его гигантской тепловой энергией, реализующийся на разных глубинах Земли в разное время, не позволил «взорвать» эту тепловую машину, сохраняя ее целостность путем оттока тепловой энергии из глубин в верхние ее части, и он же (процесс глубинной дифференциации) может являться движущей силой развития – образования и преобразования земной коры и литосферы в целом. Постаккреци-

онная глубинная дифференциация Земли определяла и определяет поныне проявление в земной коре таких разнообразных эндогенных и экзогенных процессов, как формирование осадочных бассейнов, магматизм, метаморфизм, складкообразование, формирование зон разломов и рифтогенных зон и в конечном счете – разнообразных эндогенных и экзогенных месторождений. Направленность и необратимость действия тепловой машины Земли выражена последовательным проявлением в истории ее геологического развития все менее интенсивных и экстенсивных геологических процессов и тектонических режимов с общей направленностью развития от пермобильного режима в раннем докембрии к сравнительно ограниченным по экстенсивности режимам кайнозойского рифтогенеза. Реализация этой общей направленности сопровождается чередованием относительно «спокойных» режимов, связанных с периодами накопления эндогенной энергии глубинной дифференциации, за которыми следуют периоды их резкой мобилизации – с разрядкой накопленной энергии и формированием процессов, ассоциируемых с активными эндогенными и отчасти экзогенными процессами. Отметим, что такие периоды накопления и разрядки тепловой энергии неравномерны во времени и неравномерно распределены по поверхности Земли, будучи обусловленными различными по латерали и вертикали сочетаниями в разных ее местах глубинных неоднородностей, унаследованных от предыдущих по времени периодов развития. Еще также необходимо подчеркнуть, что такие периоды глубинной активности и покоя не имеют ничего общего с цикличностью и стадийностью геологического развития различных участков (тектонических структур) континентальных областей – несовместностью и несинхронностью таких периодов развития. При этом проявление какого-либо «поверхностного» геологического явления необратимо меняет взаимосвязанные с этим явлением (процессом) в пространстве и времени особенности состава и строения различных уровней литосферы, способствуя появлению возрастающих со временем неоднородностей в земной коре и в целом в литосфере. Участвовавшие в этом процессе какие-либо части (фрагменты) коры и литосферы в целом уже никогда не будут аналогичны ранее существовавшим на этом «месте» участкам литосферы. Преобразованные участки уже не могут реагировать на последующие воздействия так же, как раньше. Для их «вторичного» преобразования или для их вовлечения в последующие процессы необходимо выполнить условие значительно более высокой энергетической составляющей «вторичного» процесса, способного лишь при соблюдении этого условия «ремобилизовать» ранее преобразованный участок коры и литосферы. Так например, проявление в каком-либо участке процессов магматизма – гранитного или базальтового – приводит к возникновению в коре или в верхней мантии неоднородностей, обуслов-

ленных участием их в упомянутых процессах. Неоднократное и направленное во времени проявление этих и других процессов все более усиливает неоднородность и коры, и мантии, определяя в целом со временем все большую их консолидированность, гетерогенность и необратимое «доменное» преобразование.

Возникновение направленности и необратимости истории геологического развития разнотипных геологических (тектонических) структур во многом определяется нелинейностью геологических процессов, когда их проявление при участии определенных процессов (образование магм, осадкообразование, складкообразование и др.) в различные временные промежутки усложняется «вмешательством» уже ранее сформированных неоднородностей в литосфере, не позволяющих им развиваться по ранее пройденному пути.

Базовыми для рассматриваемой концепции являются приведенные ниже положения о неоднородности как глобальных (континенты и океаны), так и слагающих их региональных структур, в основании которых располагается по-разному преобразованная литосфера, в разные промежутки времени активно участвовавшая в образовании и преобразовании этих глобальных и региональных структур.

Положение 1. Континенты, демонстрируя принцип глобальной неоднородности, характеризуются рядом особенностей состава и строения, отличающих их друг от друга.

Континенты характеризуются присущими для каждого из них глобальными различиями, выраженными особенностями их геологического строения, сформированными в процессе длительного развития и формирования в процессе этого развития совокупно сформированных мантийно-коровых неоднородностей в их литосфере. В частности они выражены различиями площадей, занятых в пределах различных континентов щитами, платформами и складчато-надвиговыми (подвижными) областями, различиями времени их формирования и тектонических режимов становления (древние и молодые платформы, разновозрастные складчато-надвиговые области и окраинно-континентальные вулканогенные пояса) и пространственно-временными взаимоотношениями перечисленных структур. Это положение достаточно очевидно и не требует дополнительной аргументации.

Наряду с глобальными целесообразно рассмотреть региональные неоднородности (различия в геологическом строении) отдельных тектонических структур различных континентов (на ограниченном примере щитов и платформ). Региональные особенности докембрийских щитов подчеркиваются различной «долей» в их строении древнейших гранит-зеленокаменных областей. Такие области сравнительно большим распро-

странением характеризуются в Канадском, Бразильском, Южно-Африканском (Родезийском), Западно-Австралийском щитах и, соответственно, относительно меньшим распространением в щитах континента Евразии (Балтийский, Алданский, Анабарский) и в пределах Антарктических щитов. Платформы, которые очень условно можно отнести к «устойчивым» структурам, делятся на две категории: древние платформы (с раннепротерозойским и рифейским основанием чехла), заложенные на раннедокембрийском фундаменте, и молодые платформы с мезозойско-кайнозойским чехлом, заложенные на складчато-надвиговом основании разновозрастных систем фанерозоя. Относительно древних платформ с раннепротерозойским чехлом следует отметить, что их распространение ограничено в основном «южными» материками – Южная Америка, Африка (преимущественно), за исключением фрагмента Канады (блок Лабрадор) и западной части Балтийского (Свекофенского щита). Часть таких платформ (Гвианская и отчасти Лабрадор) характеризуются проявлением раннерифейской (грэнвильской) гранитизации и метаморфизма в раннепротерозойском чехле платформ, еще раз демонстрируя региональные неоднородности таких структур. Другая разновидность древних платформ с рифей-палеозойским плитным комплексом пользуется также неравномерным распределением в пределах различных континентов, преимущественно «северных» – Северная Америка, Евразия и отчасти Австралия. В пределах континента Евразия расположены наиболее крупные по площади Восточно-Сибирская и Восточно-Европейская платформы, а также Южно-Китайская платформа, чехол которой, в отличие от вышеназванных платформ, интенсивно дислоцирован, метаморфизован и пронизан разновозрастными интрузиями, с которыми ассоциировано богатое и разнообразное оруденение. Можно было бы и далее продолжать перечисление глобального регионального разнообразия подвижных складчатых областей докембрия (раннего и позднего) и фанерозоя, «цементирующих» щит и древние платформы, но в короткой статье вряд ли это целесообразно, тем более что с этими данными несложно ознакомиться в классических работах многих отечественных геологов, в частности составленной при участии автора объяснительной записке к Геолого-минерогенической карте мира (2000).

Следует обратить особое внимание на совокупные взаимоотношения земной коры и верхней мантии, наиболее отчетливо проявленные на примере раннедокембрийских щитов. Уже достаточно давно Д. Пирсоном [Pearson et al., 1995; 1999] была отмечена синхронность (близко одновременность) древнейших комплексов кратонов Зимбабве и Каапваальского Южной Африки, в которых датировка древних комплексов земной коры были близко одновременны с датировками глубинных ксенолитов верхней ман-

тии, отобранных из кимберлитов с глубин, достигающих 250 км. В тех же комплексах, подвергшихся позднее полиметаморфической переработке (например, в шовной зоне Лимпомпо, разделяющей эти кратоны), соответственно времени переработки, уменьшался и возраст глубинных ксенолитов верхней мантии. Глубинные мантийные ксенолиты, датированные Моникой Хендлер [Handler et al., 1991] из молодых вулканов, цепочкой пересекающих рифейские и палеозойские комплексы Лаклан и Аделаида на юге Австралии, показали датировки, близкие или соответствующие времени (рифейскому и палеозойскому) становления этих складчато-надвиговых поясов. В этих случаях можно предположить, что верхняя мантия является своеобразным проводником процессов, происходящих на более глубоких уровнях Земли (нижняя мантия, граница ядро – мантия) и, передавая энергетические (расплавно-флюидные) процессы в земную кору, все более тесно корнями этих процессов «сцепляет» кору и верхнюю мантию, одновременно формируя в них неоднородности разного происхождения и времени формирования. Глубинные корни кратонов глубоко проникают в верхнюю мантию, подобно айсбергам, основание которых находится глубоко под водой. Такого рода корни и неоднородности в мантии превращают ее со временем в «конгломерат» неоднородностей, и тогда трудно представить возникновение в ней «правильной» системы конвекционных ячеек, которые в определенных геодинамических концепциях представляются формирующимися в гомогенной, лишенной неоднородностей, мантии. Принятие во внимание положения о существовании неоднородностей в верхней мантии, неоднократно подтвержденных результатами глубинного сейсмического томографирования, практически «запрещает» или делает трудноосуществимыми представления о формировании различных (одно- и двухуровневых) конвективных ячеек в верхней мантии.

Рассматривая время возникновения первичных неоднородностей в коре и мантии кратонов, нельзя обойти вниманием тот факт, что древнейшие датировки цирконов на юге Западно-Австралийского кратона (Нарриер и Джек-Хиллс) датируются временем 4.1–4.4 млрд лет, ненамного отделяющим эти датировки от времени завершения процессов аккреции Земли (4.5 млрд лет) [Halliday, 2001; Nelson, Robinson, Myers, 2000]. При этом отмечается разнообразие датировок этих цирконов в достаточно широком диапазоне возрастов (4.4–2.1 млрд лет и менее), которые предположительно могут быть объяснены процессами их «отжига» – как следствие событий, последовательно накладывающих разновременные высокотермические и высокобарические воздействия на субстрат, вмещающий эти цирконы.

Исходя из приведенных сравнительно ограниченных данных, допустимы следующие положения, которые могут быть использованы для построения концептуальной гипотетической модели развития Земли.

1. Глобальная и региональная неоднородность строения различных континентов.
2. Совокупность, взаимосвязь и взаимообусловленность развития коры и верхней мантии континентов.
3. Знаковый временной рубеж 2.5 млрд лет, который фиксируется первым появлением существенно калиевых гранитов – смена известково-щелочного (плагио) ряда изверженных пород на калиевый, сопровождающийся сменой Sm-Nd тренда изотопной эволюции на Rb-Sr [Блюман, 2001].

Положение 2. Океаны, также демонстрируя принцип глобальной неоднородности отличаются друг от друга рядом особенностей геологического строения и истории развития.

Относительно базовых особенностей Мирового океана автором приведена доступная ему информация в сравнительно недавно опубликованных работах [Блюман, 2011; 2013]. Не повторяя уже приведенных в этих работах сведений, хотелось бы особо выделить некоторые существенные характеристики океана, которые в совокупности с ранее приведенными сведениями о континентах, могут быть использованы для построения концептуальной истории геологической модели Земли. Из этих особенностей необходимо подчеркнуть следующие:

Океаны, так же как и континенты, несхожи по составу, строению и времени формирования, представляя собой «временной ряд океанов» по И. С. Грамбергу [2002]. Наиболее знаковым является не только время заложения океанов от условно «древнего» Тихого к «молодому» Северному Ледовитому, но и строение океанов – глобальное различие в соотношениях в них пассивных и активных окраин (континентов) и региональные различия отдельных океанов – Запад и Восток Тихого и Атлантического и различные части Индийского океанов.

За исключением внутриокеанических плато и поднятий (Кергелен, Онтонг-Джава и др.), а также поднятий окраинных морей (Берингово, Охотское, Японское и др.), в основании которых залегает переработанная в различной степени кора сопредельных структур континентов, значительная часть Мирового океана скрыта под гигантским полями мезозой-кайнозойских покровных базальтов. Ни одна из пробуренных в Мировом океане уже многочисленных (более полутора тысяч) скважин не вскрыла пород, которые находятся под этим гигантским покровом базальтов и могли бы свидетельствовать о времени и режиме заложения океанов. В разрезах чехольного комплекса пассивных

окраин, которые по существу (по составу и строению консолидированной коры) являются переработанными в мезозое фрагментами континентов, известны рифейские и палеозойские отложения, но и они мало что добавляют к возможности понимания вопроса о времени заложения в целом океанов. В Атлантическом океане наиболее «древними» являются каолиновые коры (триас – юра), залегающие в пределах пассивных окраин (Фолькленды, Западная Африка) на метаморфических породах неопределенного возраста [Блюман, 2011].

Наиболее интересными и перспективными для понимания истории геологического развития океана являются породы третьего кристаллического слоя коры океанов, неоднократно драгированные и вскрытые скважинами глубоководного бурения в пределах срединно-океанических хребтов Атлантического и Индийского океанов (О. Г. Шулятин, С. И. Андреев, Б. В. Беляцкий, А. И. Трухалев, 2012). Наиболее протяженный разрез пород этого слоя (около 1.5 км) вскрыт в скв. 735В в Западно-Индийском срединно-океаническом хребте, в краевом его поднятии на плато Атлантис, где породы этого слоя не перекрыты ни вулканитами второго слоя, ни какими-либо осадками первого слоя, и по результатам визуальных наблюдений и съемок, выходы этих пород на поверхности дна океана несут следы «волновой эрозии» [Dick et al., 2000]. Характерные особенности пород этого слоя – мафический состав, полиметаморфизм (гранулитовая и амфиболитовая фации), присутствие секущих жилочек салических пород и, пожалуй, самое примечательное, – наличие в составе различных габбро многочисленных полосчатых обособлений феррогаббро (относительно низкотемпературных), имеющих подобие метасоматических взаимоотношений с субстратом габбро и внешне «похожих» на послойные «мигматиты» в габбровом субстрате. В скв. 735В габбро не датированы (автору неизвестны публикации на эту тему). Вполне представительная выборка датировок различными методами габбро из Срединно-Атлантического хребта опубликована совсем недавно в отечественной печати (О. Г. Шулятин, С. И. Андреев, Б. В. Беляцкий, А. И. Трухалев, 2012), а приведенные датировки варьируют в широком временном интервале от 3.3 до 0.5–0.3 млрд лет. Сходные данные опубликованы также в статьях зарубежных исследователей [Coltorti et al., 2009], которые датировали во временном интервале 3–0.5 млрд лет габбро, драгированные в Атлантическом океане. Эти же авторы отметили сходство датировок габбро с полихронными датировками полихронных и полиметаморфических комплексов докембрийских кратонов Каапваальского (Южная Африка) и Слейв (Канада). Сведения о раннедокембрийских датировках перидотитов верхней мантии в океанах также недавно опубликованы (обзор этих данных можно найти в работе [Блюман, 2013]). Все эти

данные фиксируют возраста мантийных перидотитов хронологически совпадающих с упомянутыми ранее датировками океанических габбро и датировками полиметаморфических древнейших комплексов кратонов Южной Африки и Канады. Такой факт близко одновременных датировок океанических габбро и мантийных перидотитов можно интерпретировать определенным образом – по аналогии с данными Р. Пирсона [Pearson et al., 1995; Pearson, 1999] по континентальным кратонам. В мантии океанов (Атлантического, Северного Ледовитого) зафиксированы полихронные преобразования, возможно, связанные с процессами преобразования специфической мафической (габбровой) коры океанов, которой пока что, по мнению автора, не найдено аналогов в кристаллической раннедокембрийской коре континентов. Поэтому можно предполагать, что пути историко-геологического развития континентов и океанов «разошлись» еще в раннем докембрии (архее), но каким-то образом синхронизировались (неясно каким) в позднеархейской и раннепротерозойской истории развития Земли.

Касательно пассивных окраин континентов можно лишь отметить (с учетом сведений в многочисленных публикациях по этому вопросу), что они являются непосредственным продолжением в океаны (Северный Ледовитый, Атлантический и Индийский) сопредельных частей континентов, активизировавшихся в раннем мезозое путем внедрения базальтов и последующим активным погружением и формированием осадочных бассейнов, ограниченных, с одной стороны, континентами, а с другой, вероятно, поднятиями покровного вулканизма в океанах. При этом начальные стадии проявления вулканизма в пассивных окраинах могли совпадать с проявлениями вулканизма (покровного, скорее всего субаэрального) на площадях, примыкающих к территориям, ныне занятым океанами (за исключением Тихого и Северного Ледовитого океанов). В последнем, скорее всего, отсутствуют линейные (с эвапоритами) прогибы вдоль окраины континента, формированию которых предшествовал в раннем мезозое базальтовый вулканизм. В этом океане после становления молодой (поздний мезозой – кайнозой) высокоарктической провинции (HALIP) покровных базальтов произошло погружение под воды океана практически не нарушенных раннерифтовыми (раннемезозойским) деформациями участков прилегающих континентов, предположительно, сохранивших под осадочным чехлом базовые тектонические структуры (впадины – платформы, поднятия – складчатые области). В этом «сходятся» и «молодость» самого океана, и строение его гигантской пассивной окраины (ее мозаичность), что отличает эту окраину от других более «древних» пассивных окраин и сближает по особенностям строения с рядом окраинных морей (Берингово, Охотское, Японское). Относительно других пассивных окраин можно предположить, что отдель-

ные бассейны пассивных окраин могли прослеживаться на территорию, ныне покрытую покровными базальтами (пассивные окраины Северной и Южной Америк, Африки, Индостана).

Если же обратиться к активным окраинам и островным дугам (ОД) западной части Тихого океана и дугам Антильской и Скоша Атлантического океана, относительно механизма их формирования можно высказать следующее предположение. Необходимо заметить, что все из перечисленных островных дуг имеют соответствующую их наименованию дугообразную форму и выгнуты в сторону океана, а «концами» прикреплены к континенту (Алеутская дуга – Чукотка – Аляска; Курильская дуга – Камчатка – Япония и т. д.). Можно предположить, что эти «концы», связывающие континент и ОД, в процессе развития ОД были относительно менее подвижны в связи с их континентальными структурами и более фиксированы по сравнению с центральной частью ОД. Возможно, поэтому в процессе формирования задуговых, окраинных морей, активного базальтового вулканизма и приращения площадей окраинных морей за счет этого вулканизма и центральные части ОД, в отличие от их краевых частей, «прикрепленных» к «статическим» континентам, отодвигались от них более подвижно, определяя дугообразную форму ОД, выгнутую от континента в сторону океана.

Таким образом, гипотетически возможное отодвигание ОД от континента в сторону океана в процессе их эволюции могло обусловить их надвигание на кору океанов и формирование глубоководных желобов в связи с «продавливанием» под тяжестью и давлением надвигающей ОД океанической коры, а зона пологого надвигания коры ОД в такой интерпретации (зона Заварицкого – Беньофа) может рассматриваться в качестве зоны надвига коры ОД на кору океанов. Дополнительное подтверждение возможности такого надвигания, давления со стороны ОД на кору океанов – появление в тыловой части глубоководных желобов структур, подобных валу Зенкевича в Тихом океане.

Одновременно можно предположить, что формирование активных окраин (типа Западно-Тихоокеанской) и сопровождающих их формирование процессов вулканизма каким-то определенным образом могут быть связаны с процессами прилегающей, крайней восточной части Азиатского континента. Наиболее ранний базальтовый вулканизм в западной части Тихого океана датируется средней юрой и в дальнейшем активно продолжается в мелу и палеогене. Именно с этим временем (средняя юра – келловей – бат – юра) ассоциировано происхождение окраинно-континентальных вулкано-плутонических поясов (Сихотэ-Алинского, Охотско-Чукотского). В их пределах начальный позднеюрский базальтовый вулканизм позднее сменяется вулкано-

плутонической деятельностью с преобладанием вулканитов и интрузий преимущественно кислого состава, что является свидетельством вовлечения в процессы магмообразования сиалической континентальной коры, которой нет в пределах будущих окраинных морей. В мелу и палеогене активно продолжается исключительно базальтовый вулканизм, вслед за которым активизируются процессы рифтогенеза (приращение коры и миграция ОД), завершающиеся проседанием коры и формированием окраинных морей и дугообразным отодвиганием в это время ОД в сторону океана. Характерно, что время активной вулкано-плутонической деятельности (андезит-риолитовой) в краевых вулкано-плутонических поясах практически синхронно проявлениям покровного базальтового вулканизма в Западно-Тихоокеанской активной окраине. В Охотско-Чукотском вулканическом поясе андезит-риолитовый меловой вулканизм сменяется палеогеновым покровным базальтовым вулканизмом, который по времени может быть сопоставлен с завершающим вулканизмом активных окраин Тихого океана и его островодужных систем. Следует подчеркнуть, что во многих провинциях меловых и третичных провинций базальтового вулканизма, в том числе и в пределах Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса, после палеогенового покровного базальтового вулканизма проявлен кайнозойский рифтогенез. В другой части мира в пределах Северо-Западной Африки наиболее отчетливо такой послепокровный рифтогенез проявлен в провинциях Афар и Брито-Арктической. В пределах последней окраинно-континентальные покровные базальты, по данным глубоководного бурения, достаточно далеко прослежены в абиссаль западной части Атлантического океана, далее в Исландию, в пределы Новых Гебрид и на плато Роколл.

Следовательно, за формированием покровных базальтов мезозойско-третичного времени предопределенно проявляются процессы формирования кайнозойских рифтовых систем (внутриконтинентальных – Восточно-Африканские, Байкальский, Красноморский рифты, рифты Мёртвого моря и внутриокеанические, выраженные системой срединно-океанических хребтов). В связи с этим можно предположить, что вслед за гигантскими по масштабам проявлениями покровного базальтового магматизма на площади, ныне занятой Мировым океаном, формируется и мировая система рифтов (срединно-океанических хребтов), об относительной «молодости» которых свидетельствует тот факт, что, по данным глубоководного бурения, в осевых частях рифтовых систем различных океанов не вскрыты бурением осадки древнее голоцена, и в тех же системах активно продолжают формироваться вулканы центрального типа и сопровождающая вулканизм гидротермально-метасоматическая деятельность и сопутствующее ей сульфидное оруденение. С учетом приведенных данных, можно предполагать, что форми-

рование современного Мирового океана не имело аналогов в фанерозое в силу следующих причин:

– формирование современных океанов, как уже отмечалось, следует за гигантскими проявлениями покровного базальтового вулканизма, аналогов которому в рифее и палеозое – фанерозое не известно;

– вслед за формированием покровных базальтов происходит также гигантское проявление процессов рифтогенеза – кайнозойского рифтогенеза, аналогов которому в рифее и палеозое не выявлено;

– и наконец, офиолиты континентов, которые рассматриваются как останцы коры древних океанов, по данным глубоководного бурения, в Мировом океане не выявлены.

Рассматривая одну из возможных версий истории развития Земли нельзя не остановиться на во многом неясном вопросе о раннедокембрийской истории развития Земли. Основные противоречия в решении этого вопроса заключены в различном понимании природы аккреционных и синаккреционных процессов и роли в разные этапы развития Земли космогенных и эндогенных (глубинная дифференция протопланетарного вещества) процессов.

Авторская точка зрения, по поводу этих вопросов, отражена неоднократно в различных публикациях начиная с 1998 г. [Блюман, 1998; 2001а, б, в, г; 2002а, б, 2003, 2004, 2005а, б, 2007]. Краткая ее сущность сводится к следующему. Ключевым положением в понимании процессов, определяющих динамику ранних стадий развития Земли, является положение о ее неоднородности – неоднородности литосферы, нижней мантии и ядра (внешнего и внутреннего). Существование таких неоднородностей показывает, что эти «части» Земли еще не гомогенизированы процессами глубинной дифференциации, который и сегодня продолжается в разных местах с различной интенсивностью и определяет проявление в недрах Земли и на ее поверхности процессов землетрясений, вулканизма, дифференциальных перемещений (подъем и погружение) континентальных и океанических структур.

В таком случае, если начать обратный отчет времени от протопланетарного облака до завершения процесса гетерогенной аккреции, то в качестве «строительного материала» создания планеты в процессах гетерогенной аккреции участвовал протопланетарный материал, распределенный по мере увеличения плотности следующим образом: лед, хондриты Е и Н и железные метеориты. Кроме удельного веса в процессе аккреции, естественно, был важен и объем (масса) таких тел – планетезималей. Можно предположить, что на начальных стадиях гетерогенной аккреции в первую очередь аккретировало вещество железных метеоритов, сформировавших внутреннее ядро. Далее ак-

кретировалось вещество E и H – хондритов, распределение которых могло быть неравномерным в глубинах (наибольшие размер – масса) и в «верхних» (условно) частях протопланеты, что во многом могло определить появление определенных различий в составе и строении протопланеты. Если считать, что процессы аккреции в целом составили относительно незначительный промежуток времени (около 100 млн лет), то глубинная дифференциация началась и, возможно, происходила также в относительно незначительные промежутки времени, оставляя негомогенизированными глубинной дифференциацией домены (особенно крупные) протопланетарного вещества и в нижней, и в верхней мантиях.

В этот же неопределенный промежуток времени процессы глубинной дифференциации и гигантского по тепловой энергии оттока тепла из глубин завершились формированием на поверхности планеты базальтового магматического океана, состав которого мог быть различен в силу преобладания в разных участках «поверхности» Земли вещества E и H хондритов. Из эксперимента известно [Блюман, 2005; 2013], что плавление субстрата базальт-коматиитового состава [Rapp, Watson, Miller, 1991] сопровождается отделением тоналит-трондьемит-гранитового (ТТГ) вещества и эклогитового рестита. Плавление вещества хондритового состава [Xie et al., 2001] в тех же условиях происходит без его дифференциации, возможно превращение этого субстрата в коматиит-базальтовый расплав. Соответственно, падение космических тел в участки базальтового океана базальт-коматиитового состава может привести к формированию первичной ТТГ (континентальной) коры и эклогит-перидотитовой верхней мантии. Импактное взаимодействие планетезималей с веществом базальтового океана, имеющего состав хондрита может привести к формированию коры существенно мафит-ультрамафитового состава и перидотитовой мантии, соответствующих коре океанов. Таким образом, с учетом экспериментальных данных можно предположить, что разделение коры океанов и коры континентов могло произойти еще на стадии поздней аккреции (last veneer), максимум которой 3.9–3.8 млрд лет совпадает по времени со стадией тяжелой лунной бомбардировки (ТЛБ). И наконец, аккреция могла завершиться падением космических обломков и пыли льда – источников будущей гидросферы и атмосферы Земли.

Итак, основой рассматриваемой версии (гипотезы) историко-геологической модели развития Земли является предположение о возможности разделения еще на стадии поздней аккреции различных ее «доменов» – континентов и океанов, развитие которых, как уже было ранее показано, шло различными историко-геологическим путями. Движущими силами этого (этих) развития были процессы глубинной дифференциации,

различия строения глубинных (до ядра) доменов континентов и океанов, установленные по данным глубинного сейсмического томографирования. Можно предположить, что и по-разному происходили процессы глубинной дифференциации и соответственно – геологического развития под участками с первичной континентальной и первичной океанической корой. Ко всему этому можно добавить лишь то, что процессы глубинной дифференциации: магматизм, метаморфизм, вулканизм, тектогенез, рудообразование и др. – в земной коре не останавливались ни на минуту и сегодня так же сопровождаются активным проявлением вулканизма, эвстатических колебаний уровня моря, в том числе, возможно, и глобальными и региональными изменениями климата.

К наибольшими по интенсивности и экстенсивности вспышкам эндогенной активности – глубинной дифференциации – следует отнести формирование на временной границе палеозой – мезозой глобальных и региональных провинций покровных континентальных и океанических базальтов, синхронно (отчасти) с которыми происходило формирование окраинно-континентальных вулканических поясов и ассоциированного с ними оруденения. Масштабы проявления покровного базальтового вулканизма на территории, ныне занятой Мировым океаном, намного превосходят масштабы покровного вулканизма в пределах континентов, что еще раз свидетельствует о различиях процессов глубинной дифференциации в пределах континентов и океанов, унаследованные от «первичных» их различий. Формирование гигантских по масштабам провинций покровных базальтов дна океанов завершилось становлением системы океанических срединно-океанических хребтов.

Следовательно, можно считать (предполагать), что история геологического развития Земли определяется, как уже отмечалось, тремя НЕ – неравновесностью, необратимостью и нелинейностью. Нелинейность развития определяется принципом суперпозиции, когда добавление нового созданного элемента в системе определяет его развитие по новому пути в точке бифуркации. При равнозначности этих трех НЕ суммарное их выражение заключается в направленности геологического развития Земли по «стреле времени» [Пригожин, 2001], что в целом делает нерациональным и даже иррациональным использование различных моделей развития Земли, в основе которых лежит принцип актуализма, а, вернее, униформизма.

Предложенная и изложенная авторская модель неизбежно грешит неточностями и авторскими предпочтениями, но тем не менее может явиться основой творческой конструктивной дискуссии, неременной участницы развития естественных наук. Такие дискуссии являлись движущей силой развития и совершенствования геологии

и металлогении в XIX–XX веках, которые неожиданно были прекращены в связи с активным внедрением в геологическую теорию и практику «безальтернативных» положений тектоники плит, родившейся в океанах и там же не подтверждающейся [Блюман, 2011; 2013].

В конечном счете дело не только в предпочтительности использования в геологических и металлогенических исследованиях той или иной геодинамической (геотектонической) концепции. Всегда арбитром в такой дискуссии является геологическая карта и ее составляющие элементы: стратиграфия, магматизм, метаморфизм, пликативная и дизъюнктивная тектоники. Но составленная на основе классических принципов геологического картирования и картографирования, она же (геологическая карта) становится «полем», на котором выстраиваются концептуальные геодинамические (геотектонические) построения. В большинстве своем начиная со второй половины прошлого века эти построения во многом лишены историко-геологической сущности, лежащей в основе геологической карты и легенды к ней, построенной на историко-геологическом принципе и сегодня, учитывающим направленность, необратимость осадочных процессов в стратиграфии, эволюции процессов магматизма и рудообразования. В этой связи время проявления последовательных процессов геологического развития – один из главнейших показателей его сущности. Наверное, не существует вне времени геологических процессов, и даже сходные по составу и строению геологические образования осадочные – экзогенные, магматические и рудные – эндогенные, скорее всего, должны (могут) обладать отличительными особенностями, которые сегодня не отличаются (не отмечаются) при выделении, в частности, вневременных осадочных, магматических рудных формаций.

То же может быть отнесено и к глобальной последовательности развития Земли; вначале (2.5 млрд лет) смене экзогенной (космической) импактной геодинамики и формирования сиалической протокры и древнейших гранит-зеленокаменных областей. Другим переломным этапом развития Земли является граница палеозой и мезозой – фиксируется глобальным проявлением покровных провинций базальтов континентов и океанов и последующим формированием Мирового океана, вслед за которым происходит становление в пределах океанов и континентов системы кайнозойских рифтов. Тенденция погружения отдельных фрагментов континентальных окраин продолжалась и в антропогене (погруженные фрагменты континентов: Доггерланд, Сундаланд, Сахул). Нельзя исключить и того предположения, что незаметные нашему глазу историко-геологические изменения происходят в недавнее время и сегодня. Такие явления, как землетрясения, наводнения и климатические изменения также могут быть

обусловлены не космогенными, а эндогенными причинами – продолжающимися в связи с не прекращающимися и поныне процессами глубинной дифференциации Земли.

Таким образом, в постааккреционной – направленной («по стреле времени» И. С. Пригожина) истории развития Земли можно выделить определенные знаковые рубежи – точки бифуркации по [Пригожин, 2001], датированные рубежами 2.5 млрд лет в раннем докембрии (неоархей и палеопротерозой – щиты и древние платформы); 500 млн лет (рифей – палеозой – платформы и подвижные области); 250 млн лет (палеозой – мезозой) – глобальное проявление процессов базальтового покровного базальтового вулканизма в океанах, поствулканическое формирование океанов, процессов формирования окраинно-континентальных вулкано-плутонических поясов и синхронных им внутриконтинентальных процессов тектоно-магматической активизации (А. Д. Щеглов, 1983); и наконец, граница 65 млн лет (мезозой – кайнозой) продолжение формирования провинции покровных базальтов и океанов, завершающееся процессами кайнозойского рифтогенеза и неотектонических движений.

ЛИТЕРАТУРА

Блюман Б. А. Изотопные характеристики корово-мантийных неоднородностей, время и глубина их формирования // Геохимия. 2001а. № 5. С. 567–572.

Блюман Б. А. О времени и глубине формирования совокупных коро-мантийных неоднородностей // Геохимия. 2001б. № 5. С. 1–6.

Блюман Б. А. Кора континентов и океанов: анализ геолого-геодинамических и изотопно-геохимических данных // Отечественная геология. 2001в. № 1. С. 61–68.

Блюман Б. А. О трех НЕ – нелинейность, необратимость, неравновесность – геологических процессов // Отечественная геология. 2001г. № 6. С. 64–65.

Блюман Б. А. Земная кора континентов и океанов (анализ геолого-геофизических и изотопно-геохимических данных). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 152 с.

Блюман Б. А. Основные концептуальные геодинамические следствия неоднородности Земли // Отечественная геология. 2005. № 2. С. 87–93.

Блюман Б. А. Импактные события, биогенез и рудогенез в ранней истории развития Земли: Девятнадцатые научные чтения памяти акад. А. П. Карпинского. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 79 с.

Блюман Б. А. Земная кора океанов: по материалам Международных программ глубоководного бурения в Мировом океане. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 344 с.

Блюман Б. А. Актуальные вопросы геологии океанов и геологии континентов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2013. 399 с.

Геолого-минералогическая карта мира. Масштаб 1 : 15 000 000. Объяснительная записка в 4 ч. Ч. 1: Геология и минералогия континентов, транзиталей и Мирового океана / Л. И. Красный, Б. А. Блюман, Г. А. Беленицкая [и др.]. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургской картографической ф-ки ВСЕГЕИ, 2000. 293 с.

Грамберг И. С. Сравнительная геология и минералогия океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов // Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология / ред. Д. А. Додин, В. С. Сурков. СПб.: Изд-во ВНИИОкеангеология, 2002. С. 17–34.

Планета Земля: энциклопед. справ. в 4 т. Том «Тектоника и геодинамика» / отв. ред. Б. А. Блюман. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 651 с.

Планета Земля: в 4 т. Том «Минералогия» в 5 кн. Кн. 1: Земля. Теоретические основы минералогии. Минеральные ресурсы Мира и их экономика / отв. ред. Б. А. Блюман. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 363 с.

Пригожин И. Порядок из хаоса: новый диалог человека с природой. М.: Эдиториал УРСС, 2001. 310 с.

Coltorti M., Bonadiman C., O'Reilly S., Griffin W., Pearson N. Buoyant ancient continental mantle embedded in oceanic lithosphere (Sal Island, Cap Verde Archipelago) // *Lithos*. 2010. Vol. 120. Pp. 223–233.

Dick H. J. B., Natland J. H., Alt J. C. et al. A long in situ section of the lower ocean crust: results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. Vol. 179. Pp. 31–51.

Halliday A. N. In the beginning... // *Nature*. 2001. Vol. 49, no. 11. Pp. 144–145.

Handler M., Bennet V. C., East T. M. The behavior of Re-Os during melt extraction and metasomatism in the mantle: tightening age constraints on lithospheric mantle evolution // Seventh Annual V. M. Goldschmidt Conference. Tucson, Arizona. 1991. No. 921.

Nelson D. R., Robinson B. W., Myers J. S. Complex geological histories for > 4 Ga deciphered from zircon xenocryst microstructures // *EPSL*. 2000. Vol. 181, no. 1–2. Pp. 89–102.

O'Reilly S., Zhang M., Griffin W. L., Begg G., Hronsky J. Ultradeep continental roots and their oceanic remnants: A solution to the geochemical “mantle reservoir” problem // *Lithos*. 2009. Vol. 1125. Pp. 1043–1054.

Pearson D., Carlson K., Shirey S., Boyd F., Nixon P. Stabilization of Archean lithospheric mantle: a Re-Os-isotope study of pevidotitic xenolites from Kaapvaal craton // *EPSL*. 1995. Vol. 134, no. 3/4. Pp. 341–357.

Pearson D. G. The age continental roots // *Lithos*. 1999. Vol. 48. Pp. 171–194.

Rapp R. B., Watson E. B., Miller C. F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin Archean trondhjemites and tonalites // *Precamb. Res.* 1991. Vol. 51. Pp. 1–25.

Xie X., Chen M., Dai C. et al. A comparative study of naturally and experimentally shocked chondrites // *EPSL*. 2001. Vol. 187, iss. 3–4. Pp. 345–356.

О некоторых близко одновременных глобальных событиях мезозоя в истории развития океанов и континентов

В процессе работы по созданию электронного издания «История развития Тихого океана по материалам глубоководного бурения» [Блюман, 2020] у автора со временем все более настойчиво возникал требующий ответа вопрос о времени, месте и возможной причине заложения наиболее ранних вулканогенных структур в абиссальных впадинах – Пигафетта и Науру, расположенных в северо-западной, практически центральной части Тихого океана. В основании разреза этих впадин глубоководным бурением вскрыты наиболее древние для Тихого океана – средняя юра – базальтовые, щелочно-базальтовые и осадочные, существенно хемогенные кремнистые отложения. Выше по пробуренному разрезу среднеюрские отложения перекрыты вулканогенно-осадочными – меловыми так же вулканогенно-осадочными комплексами. Авторы оригинальных описаний керна скважины 801 и 801С [Lancelot et al., 1990] отмечают, что формирование наиболее древних в Тихом океане среднеюрских вулканогенных и хемогенных осадочных толщ не связано с какими-либо локальными событиями в площади океана, но может быть ассоциировано во времени с какими-либо глобальными событиями. Но при описании керна скважин не указывается место и возможные причины, где и каким образом эти события могли быть проявлены и какова их природа. Поиски событий синхронных и не локальных проводились автором с использованием публикаций [Ронов, Хаин, Балуховский, 1989; Хаин, 1997], которые содержат обстоятельную характеристику палеогеографических и палеофациальных условий, существовавших в мезозое в пределах континентов и отчасти океанов. С одной стороны, эти данные могли быть использованы для сравнительного анализа сведений о времени глобальных событий в пределах различных частей континентов, а с другой – как информация, накопленная автором при составлении работ по истории развития океанов на основе материалов глубоководного бурения [Блюман, 2018; 2020]. И в том, и в другом случаях содержательный фактический материал по континентам

и океанам был распределен по определенным временным интервалам, что заметно облегчило процедуру сравнительного анализа.

Предварительное сопоставление близко одновременных событийных интервалов показало, что и в пределах континентов и океанов отдельные временные интервалы практически синхронны – это касается только времени, но не структурно-вещественных характеристик сопоставляемых событий. При этом содержательная часть сопоставляемых событийных определенных временных интервалов различается по структурно-вещественным характеристикам. Причина таких различий очевидна в силу того обстоятельства, что сопоставляются близко одновременные объекты, которые принципиально различаются по составу и строению земной коры, литосферы и мантии. Сопоставление проводилось в рамках глобальных и реже региональных структур, длительная история развития которых определяет интеграцию – последовательное образование и преобразование структурно-вещественных характеристик таких структур в пределах континентов и в меньшей мере в структурах океанов.

Важно отметить, что в соответствии с материалами глубоководного бурения смена во времени определенных геодинамических обстановок в современных океанах практически всегда предваряется – инициируется проявлениями мантийного – базальтового вулканизма преимущественно толеитового в Атлантическом и Индийском океанах; толеитового и щелочно-базальтового – в Тихом океане. Бурением в современных океанах не вскрыты (не обнаружены) породы древнее триасовых – в Атлантическом и Индийском океанах, а в Тихом океане наиболее «древними» являются породы юры. Следует также отметить пространственную совмещенность ареалов вулканизма – толеитового или щелочно-базальтового с распределением землетрясений малоглубинных – 30–50 км с толеитами и глубинных – 150 км и более – со щелочными базальтами. Отличительной особенностью строения разрезов скважин, пробуренных в разных структурах океанов, являются перерывы (hiatus), ассоциированные во времени с проявлениями вулканизма. Эти перерывы проявлены часто в надбазальтовых частях разрезов и нередко выражены появлением наземных красноцветных кор выветривания, которые во многих случаях интерпретируются по современным условиям их залегания как «красные пелагические глины». Значительное число перерывов проявлено и в других надбазальтовых разрезах. При этом длительность таких перерывов может достигать 50 млн лет и более. Необходимо отметить, что в пробуренных разрезах в океане отсутствует то, что в пределах континентов называется «несогласием», и все пробуренные скважины вскрывают горизонтально залегающие породы, за исключением деформированных частей разрезов, которые являются участками оползневых струк-

тур (slamp). Таким образом, результаты бурения показали, что в океанах не могут использоваться такие термины-события как «несогласие, складчатость, фаза складчатости». Отсутствие, по данным бурения, таких событий в океанах может подтверждать положение о базовой динамической доминанте развития океанов – доминанте направленного и устойчивого во времени процесса погружения и процессов осадконакопления, прерываемого или замедляемого в связи процессами вулканизма, и связанными с этими процессами тектонических перемещений восходящего типа. Действие этих перемещений фрагментарно в пространстве и во времени и прекращается непосредственно вслед за процессами вулканизма, за которыми в пределах их ареалов проявлены процессы расширения (extention). Литогеодинамические процессы в пределах континентов с литогеодинамическими процессами в океанах объединяет только то, что в обоих случаях начало таких процессов инициируется внекоровыми проявлениями мафического вулканизма. В остальном же эти процессы кардинально различны. Это положение вполне естественно в связи с различиями континентальной и океанической коры и в целом литосферы – их состава, строения и истории геологического развития.

В процессе работы автора статьи над электронным изданием «История геологического развития Тихого океана...» [Блюман, 2020] выяснилось, что наиболее ранние события в истории развития этого океана фиксируются проявлением толеитового и затем щелочно-базальтового вулканизма в Северо-Западных абиссальных впадинах в средней юре – келловей – бат. При этом авторы описания керн отмечали, что это событие носит не локальный характер, и во времени синхронизировано с глобальным событием, о котором в дальнейшем ничего не сказано. В связи с этим у автора работы возникла задача сопоставить глобальные тектонически активные близко одновременные события, проявленные как на континентах, так и в океанах. Материалы по океанам для этого представлены в завершенных электронных изданиях, основой которых являются материалы глубоководного бурения [Блюман, 2018; 2020]. При этом авторский перевод этих материалов был близок к форме конспекта, содержащего сведения о литостратиграфии, петрографии и др. В процессе перевода материалов описания керн скважин 800 и 801 в Тихом океане были вскрыты древнейшие (средняя юра) вулканы и кремнистые хемогенные осадки. Авторами описания керн неоднократно отмечалось, что датированные толеитовые и щелочно-базальтовые вулканы по времени не ассоциированы с какими-либо локальными факторами, а обусловлены проявлением геодинамических событий глобального порядка. С целью сопоставления синхронных событий на континенте и в океане, автором этой работы были использованы содержательные монографии [Ронов, Хаин, Балуховский, 1989; Хаин, 1997]. Сведения по глобальной тектонике

океанов рассматриваются по авторским материалам, содержащимся в электронных изданиях [Блюман, 2018; 2020], размещенных на сайте ВСЕГЕИ и доступных в Интернете. Причина, определившая появление предлагаемой читателю работы, заключалась в том, что после завершения работы по истории развития Тихого океана со всей очевидностью встал вопрос: что же могло обусловить – определить изначально – средняя юра – формирование глубоководных впадин Пигафетта и Науру. Впадины расположены практически в центральной части Тихого океана и их формирование проявлено вначале толеитовыми, а затем щелочными базальтами, которые ассоциированы в свою очередь с хемогенными кремнистыми отложениями. Эти отложения являются наиболее ранними в истории развития Тихого океана.

Сопоставим далее последовательно характеристики глобальных геодинамических событий, начиная с событий доюрских – триасовых, затем среднеюрских, и далее перейдем к послеюрским – палеоценовым и миоценовым событиям. Последние из перечисленных временных событий являются, по материалам бурения, базовыми в формировании современных океанов.

Триас. В пределах Атлантического и Индийского океанов, по данным глубоководного бурения [Блюман, 2018], наиболее ранние триасовые события зафиксированы в пределах континентальных окраин. Отложения возраста рэт-гетангий – серо-красные и серые песчанистые аргиллиты с обломками кварца, полевого шпата и небольшими прожилками гипса – вскрыты скв. 547, расположенной вблизи разломного северо-восточного фланга сиалического блока в пределах плато Мазган северо-западной окраины Африки [Наq et al., 1990]. По данным бурения, плато Мазган – единственное место в Атлантическом океане, где вскрыты отложения самого позднего триаса и ассоциированные с ними отложения ранней юры. При этом следует заметить, что этот возраст не датирует время образования океана, а только возраст – время начала формирования осадочного чехла, представленного или наземными каолинитовыми корами выветривания, или преобладающе мелководными терригенными отложениями. Вскрытые скважинами породы до океанического континентального основания – представлены метаморфическими, или метаморфизованными, осадками, которые могут быть отнесены к условному докембрию, или осадочным породам – песчаникам, метаморфизованным породами – филлитами. В большинстве континентальных окраин, плато и поднятий Атлантического океана эти породы перекрываются мелководными разновозрастными отложениями.

В пределах Индийского океана мелководные (дельтовые) отложения позднего триаса (карний – ранний норий) – вскрыты в основании разреза плато Вомбат

в пределах полуграбена, разделяющего плато Вомбат и Эксмут (скв. 759, 760) [Наq et al., 1990], Состав пород преимущественно аргиллитовый с прослоями песчаников с биокластикой (моллюски, фораминиферы) и прослоями углей в нижней части разреза. В разрезе этих скважин также вскрыты прослой ракушняковых известняков (пак-и вакстоунов) с обломками раковин и единичных кораллов. Аргиллиты и песчаники отлагались в лагунных условиях с локальным субаэральным обнажением, способствовавшим появлению кор выветривания (soil profiles), ассоциированных с присутствием угля. Породы формировались в мелководных условиях (эстуарий или залив) и в пресноводных условиях (водоросли). В разрезе присутствуют вулканические обломки андезитового и риолитового составов, измененные вулканические породы. Выше аргиллитов и песчаников с углем расположены известняки рэта, перекрываемые меловыми (коньяк, маастрихт) отложениями. На примере окраинно-континентальных плато Вомбат и Эксмут выявляется отчетливая взаимосвязь развития плато в триасе с условиями, существовавшими в прилегающих частях континента, в частности эстуария, лагун, рифов, а также с присутствием в обломочном материале осадочных пород, обломков риолитов и андезитов. В отличие от Атлантического, в Индийском океане не вскрыты бурением отложения юры, в то время как в пределах приатлантического африканского плато Маган вслед за формированием триасовых отложений в юре существовали условия карбонатной платформы. Формирование триасовых отложений происходит несколько раньше (карний – рэт) в Индийском океане по сравнению с самым поздним триасом (гетангий) – в Атлантическом океане. Принципиально важно отметить тот факт, что отложения триаса не вскрыты в Тихом океане ни в одной из известных скважин. Триасовый период в пределах континентов характеризовался ярко выраженными тектоническими условиями [Хаин, 1997]. Завершился поздний триас в пределах континентов крупным событием – эпохой интенсивных тектонических деформаций, которая получила название раннекиммерийской в Европе и индосинийской в Азии.

Юра. Ранняя юра. В соответствии со сведениями [Ронов, Хаин, Балуховский, 1989], к началу ранней юры крупные изменения палеогеографических условий, обусловленные преобразованиями раннекиммерийской эпохи тектогенеза, определили существенно иной облик рельефа континентов, иную конфигурацию морских и континентальных областей седиментации. Лишь некоторые, хотя и довольно важные, тектонические и палеогеографические особенности раннеюрской эпохи были унаследованы от позднего триаса. Вулканизм и интрузивный магматизм в ранней юре были значительными и тяготели к Тихоокеанским активным окраинам, Индосинийскому орогену и Альпийскому поясу.

Средняя юра. Среднеюрская эпоха – переломный этап в истории Земли [Ронов, Хаин, Балуховский, 1989]. С одной стороны, многие палеогеографические черты унаследованы от предыдущей эпохи, с другой, крупные тектонические преобразования приводят к коренному изменению палеогеографических условий. Эти явления оказались предвестниками этапа новейшего океанообразования, в результате которого и возникли молодые океаны – Атлантический, Северный Ледовитый и Индийский. Батская фаза тектогенеза предшествовала этапу формирования нового облика Земли, кардинальных изменений в направленности ее тектонического и палеогеографического развития. Составители Атласа [Ронов, Хаин, Балуховский, 1989] считают, что среднеюрская эпоха является в определенной степени переломным этапом в развитии Земли. Крупные тектонические преобразования этого времени приводят к коренной перестройке палеогеографических условий. В самом начале батского века начинается глобальная перестройка. Вулканические извержения в широких масштабах происходили в Патагонии, Африке и Антарктиде. Подобные явления стали предвестниками новейшего океанообразования, начавшегося в позднем бате в Центральной Атлантике и Тихом океане [Хаин, 1997].

Отложения *оксфорд – средняя юра* (?), непосредственно налегающие на докембрийско-нижнепалеозойские метаморфические породы, вскрыты бурением в пределах Фольклендского плато – банка Морис Юинга в скв. 327–330 [Barker et al., 1976] и содержат субаркозовые песчаники, субугловатые зерна кварца – 90%, калиевый полевой шпат, обломки пород, гранат, турмалин, циркон. Высокая зрелость осадков и стратиграфическое положение между морскими слоями наверху и наземными аллювиальными внизу предполагает пляжное их образование. В кремнистых песчаниках темно-коричневого цвета обнаружены многочисленные фрагменты растений и лигнита. Прослой аргиллита (30 см) с тонким прослоем лигнита (3 см) прямо налегает на породы основания – докембрийско-нижнепалеозойские метаосадочные гнейсы. Непосредственно выше контакта имеется тонкий слой глинистого песка, где главный минерал – каолинит, который может представлять часть древнего профиля коры выветривания (old soil profile). Состав обломочного материала и взаимоотношения с основанием позволяют считать и здесь юрские (условно) отложения – непосредственным продолжением окраинно-континентальных структур. Таким образом, выявляются различия в фациальном составе юрских отложений – карбонатная платформа на востоке и терригенные обломочные так же мелководные отложения на западе – континентальных окраинах Южной Америки. Юрские отложения в пределах Северной Атлантики бурением не установлены, и это позволяет предполагать, что ареалы осадконакопления

были ограничены по площади континентальных окраин и прилегли к окраинам современных континентов, сохраняя с ними взаимосвязь условий осадконакопления.

Поздняя юра характеризовалась относительно спокойным тектоническим режимом [Ронов, Хаин, Балуховский, 1989]. Преобладали движения отрицательного знака, обусловившие широкую морскую трансгрессию на континенты. Это связано с ускоренным процессом формирования Атлантического и Индийского океанов и ростом срединных хребтов. Трансгрессии позднеюрских морей относятся к типичным эпиконтинентальным. Возникают или продолжают развитие глубоководные бассейны с океанической корой. Авторами описания керна скважин отмечено, что карбонатная платформа возраста титон – берриас оконтуривает западный фланг Галицийской банки в скв. 639 и является частью обширного позднеюрского карбонатного шельфа, протягивающегося от Альгарве к Луизитанскому бассейну Галицийской банки и далее на восток к Большой банке Ньюфаундленда. В дальнейшем в начале раннего валанжина в результате эвстатических колебаний и тектонического проседания платформа была перекрыта турбидитами. В завершение рассмотрения палеогеографических особенностей развития юры в Атлантическом океане можно по результатам бурения отметить, что существенно карбонатные мелководные отложения распространены в основном в пределах западно-африканской и иберийской окраин континентальных окраин и формирование этих бассейнов сопряжено с образованием подобного же возраста и фациального состава бассейнов, расположенных в пределах окраинных частей континентов. Соответственно, можно предположить, что формирование таких бассейнов в прилегающей части будущего Атлантического океана может быть связано с событиями, происходящие в юре в пределах континентов.

В пределах разнотипных структур Индийского океана юрские отложения не вскрыты скважинами. Наиболее типичен в этом отношении материал по окраинно-континентальному плато Эксмут, где в скв. 760 ниже эоцен-миоценовых отложений проявлено главное несогласие с прослоем 40 см марганцевой коры, перекрывающей 4.4 м оливково-желтых аргиллитов и песчаников с Mn нодулями и фрагментами оксидно-марганцевой коры (пачка 3 – 80, 1–84 и 9 м). Эти отложения фиксируют перерыв в течение позднего мела (?) и эоцена [Наq et al., 1990]. Юра в Атлантическом океане, по материалам глубоководного бурения, – время формирования околоконтинентальных мелководных фаций карбонатных и терригенных отложений, состав и строение которых свидетельствуют об их парагенетических взаимоотношениях со становлением собственно континентальных окраин. В Индийском океане, по имеющимся сведениям глу-

боководного бурения, процессы осадконакопления представлены лишь фрагментарно выявленными корами выветривания (плато Эксмут).

Палеоцен. По материалам составителей Атласа [Ронов, Хаин, Балуховский, 1989], конец мелового и начало палеогенового периода ознаменовалось проявлением ларамийского тектогенеза, сопровождавшегося усилением контрастности между подвижными поясами, значительно сократившимися в размере, и стабильными зонами, увеличившимися за счет первых. Ряд крупных континентальных и океанских структур, зародившихся в мезозое, заканчивает свое развитие в палеоцене. Преимущественно наземные базальты (Брито-Гренландская вулканическая провинция) изливаются на широких площадях банки Хаттон, Фарерского и Ирландского массивов и Шетландского поднятия. По материалам глубоководного бурения [Блюман, 2018; 2020], в большинстве мест северо-запада Тихого океана фиксируется несогласие между пелагическими осадками с прослоями песков плейстоцена – миоцена и олигоцена – и подстилающими их отложениями мела. Из разреза выпадают отложения палеоцена. Как показал опыт ранее проведенного анализа материалов глубоководного бурения и основанной на этих материалах истории развития Атлантического и Индийского океанов [Блюман, 2018], отложения палеоцена демонстрируют значительную и латеральную, и вертикальную временную изменчивость. Такую изменчивость можно интерпретировать как следствие значительных по масштабам и дифференцированных по латерали тектонических движений. Как уже отмечалось, смена режима тектонических движений происходит на фоне направленного во времени погружения океанических структур и по данным бурения можно фиксировать в данном случае лишь ускорение или замедление тектонических движений. Именно они могут определять или полное исчезновение палеоцена из разрезов в определенных структурах, или неполную выраженность – временную редуцированность палеоценовых отложений. Материалы глубоководного бурения [Блюман, 2018; 2020] подчеркивают присутствие в отложениях абиссальных равнин Тихого океана отложений или начала, или конца палеоцена. Эта временная фрагментарность еще более становится наглядной на материале литологического состава этих отложений – преимущественно обломочных или необломочных карбонатных. Следует лишь обратить внимание читателя на сведения, указывающие на субаэральные условия, на арально и экстенсивно проявленные на плато и поднятиях процессы педогенеза – формирование наземных кор выветривания (paleosol), распространенных непосредственно выше высокопористых (миндалекаменных) лав. По ряду причин коры выветривания не датированы, но их расположение во многих случаях между меловыми и залегающими выше неогеновыми (миоцен) отложениями позволяет предположить, что палеоцен

в этих активно развивающихся структурах был временем стабилизации и соответственно формирования не переотложенных кор выветривания. Приведенные характеристики состава и строения литостратиграфии палеоцена еще раз подчеркивают важную особенность Тихого океана – латеральную геодинамическую неоднородность во временном интервале палеоцена. Эта неоднородность выражена фрагментарностью разрезов палеоцена или его полным выпадением из разреза.

Миоцен. По материалам [Ронов, Хаин, Балуховский, 1989], в начале периода сохраняются некоторые черты унаследованности от предыдущей эпохи, и в ряде регионов переход от палеогена к неогену был постепенным. Но уже в конце раннего, в среднем и особенно в позднем миоцене скорость изменения тектонической и палеогеографической обстановок резко возрастает. Сводово-блоковое поднятие активных окраин и орогена Центральной и Восточной Азии усиливается, и в общее поднятие вовлекается значительная площадь континентов. Применительно к миоцену следует подчеркнуть неравномерность во времени и неоднородность по геодинамическим условиям формирования уже сложившейся системы структур Тихого океана. Следует обратиться к характеристике этого времени, приведенной в уже упоминавшемся Атласе, которая может быть прямо отнесена к миоцену Тихого океана. Здесь следует отметить, по данным бурения, еще одну знаковую особенность миоцена Тихого океана. В пределах окраин континентов этого океана на континентальное основание налегают продукты разрушения – континентального выветривания (море Росса) метаморфических пород примерно так же, как и американских и африканских окраинах Атлантического океана (Фолькленды и Западная Африка). Но в этих местах основание разреза датируется триасом, а в Тихоокеанской окраине – миоценом.

Плиоцен – плейстоцен. Тенденция к быстрому росту горных хребтов, регрессии морских бассейнов, углублению океанских впадин синхронно со снижением уровня карбонатной компенсации, которое усиливается в плиоцене [Ронов, Хаин, Балуховский, 1989]. С современных континентов и значительной части арктических шельфов морские бассейны оттесняются. Крупные бассейны озерного типа или внутренние моря пользуются в плиоцене широким распространением. Общая площадь суши в плиоцене была максимальной за весь фанерозой. Контрастность рельефа в течение плиоцена непрерывно возрастает. Значительным остается внутриплитный океанский вулканизм. Среди вулканитов орогенных зон возрастает роль толеитов и щелочных базальтов. Завершая характеристику плейстоцена в той мере, которая была доступна по собранным материалам глубоководного бурения, следует отметить то, что в отличие от Атлантического и Индийского океанов разрезы плейстоцена Тихого океана, вскрытые скважина-

ми, характеризуются в большинстве случаев «смесью» пелагических илов и обломочных отложений, а также присутствием металлизированных илов, ассоциирующихся с базальтами. Все это подчеркивает динамическую активность структур Тихого океана в плейстоцене, отличающих этот океан от Атлантического и Индийского. Однако отдельные черты сходства можно предварительно отметить, сопоставляя состав и строение разрезов плейстоцена большинства структур Тихого океана с молодыми структурами севера Атлантики, где, как и в Тихом океане, сочетаются пелагические илы и обломочные отложения.

Предварительным итогом сопоставления времени проявления знаковых – глобальных событий мезозоя в пределах континентов и океанов можно предполагать их близко одновременное проявление в определенные промежутки геологического времени. Здесь же важно отметить, что начало развития океанов, как показали результаты глубоководного бурения, произошло только в мезозое, тогда как континенты до этого времени прошли длительную историю развития. Но начиная с мезозоя – триаса развитие континентов и океанов происходило близко одновременно в следующие переломные временные периоды их развития.

Триас. Наиболее ранние глобальные близко одновременные события фиксируются в пределах континентов и океанов в триасе, означая и в том и в другом случае знаковое событие начала формирования структур океанов – Атлантического и Индийского, но не Тихого океана, в пределах которого процессы образования осадочного чехла располагаются в периферических частях океанов и структуры окраин океанов связаны взаимопереходами со структурам окраин континентов [Блюман, 2020]. Завершился поздний триас крупным событием – эпохой интенсивных тектонических деформаций сжатия, которая получила название раннекиммерийской в Европе и индосинийской в Азии [Хаин, 1997]. Наиболее значительную площадь эти деформации охватили в Восточной Азии, где они распространились на территорию от Забайкалья до Индокитая и затронули не только подвижные системы, но и такие стабильные блоки, как Китайско-Корейская и Южно-Китайская платформы, подвергнув смятию их осадочный чехол. Следует отметить, что развитие Атлантического и Индийского океанов – их начальные стадии – пространственно тяготеют к окраинам континентов. Триас в Тихом океане не вскрыт бурением.

Юра. Среднеюрская эпоха является в определенной степени переломным этапом в развитии Земли [Хаин, 1997]. Крупные тектонические преобразования приводят к коренной перестройке палеогеографических условий. Кратковременная регрессия в конце тоарского века быстро сменилась трансгрессией, максимум которой пришелся

на первую половину байосского века. Трансгрессия развивалась синхронно во всех уголках Земли, и это наводит на мысль об эвстатическом повышении уровня моря. Вулканические извержения в широких масштабах происходили в Патагонии, Африке и Антарктиде. Подобные явления стали предвестниками новейшего океанообразования, начавшегося в позднем бате в Центральной Атлантике и Тихом океане. Одновременно прекращают свое существование древние, длительно развивавшиеся вулканические островодужные системы Северной Америки и частично Южной Америки, и на их месте возникают окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса андского типа [Хаин, 1997].

Палеоцен. По материалам составителей Атласа [Ронов, Хаин, Балуховский, 1989], конец мелового и начало палеогенового периодов ознаменовались проявлением ларамийского тектогенеза, сопровождавшегося усилением контрастности между подвижными поясами, значительно сократившимися в размере, и стабильными зонами, увеличившимися за счет первых. Как показал опыт ранее проведенного анализа материалов глубоководного бурения и основанной на этих материалах истории развития Атлантического и Индийского океанов [Блюман, 2018], отложения палеоцена демонстрируют значительную и латеральную, и вертикальную временную изменчивость, которую можно интерпретировать как следствие значительных по масштабам и дифференцированных по латерали тектонических движений. Материалы глубоководного бурения [Блюман, 2018; 2020] подчеркивают присутствие в отложениях абиссальных равнин Тихого океана – фрагментов или начала, или конца палеоцена.

Миоцен. Применительно к миоцену следует подчеркнуть неравномерность во времени и неоднородность по геодинамическим условиям формирования уже сложившейся системы тектонических структур Тихого океана. Характеристика этого времени, приведенная в уже упоминавшемся Атласе, может прямо проецироваться к миоцену Тихого океана.

Общими для разных близко одновременных событий в пределах континентов и океанов является их проявление на границах знаковых глобальных геодинамических событий. При этом совпадают лишь временные интервалы их проявления, но кардинальны различия – литогеодинамической составляющей таких событий. Содержательная структурно-вещественная составляющая конкретного события во многом определяется составом и строением земной коры и литосферы в ареале реализации событий или в пределах континентов, или в пределах океанов. События, о которых идет речь, в соответствии с классификацией, предложенной В. Е. Хаиным [1973], можно разделить на две категории: предположительно региональные и локальные: а) фаза складча-

тости: кратковременное усложнение и ускорение в целом длительных непрерывных тектонических движений складкообразования, зафиксированные в в разрезах угловым (структурным) несогласием; б) тектонические эпохи с определением их длительности в 15–20 млн лет; это моменты сгущения кратковременных фаз деформаций (фаз складчатости) длительностью 3–5 млн лет. Фаза складчатости и магматизма в конце мела – начале палеогена (вплоть до конца палеоцена), впервые выделенная для Скалистых гор США, где она включает наиболее интенсивные орогенические события, а впоследствии распространенная и на другие регионы. Ларамийские движения помимо Северо-Американских Кордильер активно проявлены в Андах (Южная Америка) и в хр. Сихотэ-Алинь (Россия). Временной диапазон движений понимается по-разному: а) единичный длительный импульс в конце мелового периода – начале палеоцена (главным образом в Европе); б) состоящая из нескольких фаз ларамийская эпоха складчатости в интервале от позднего мела до эоцена и позднее (главным образом в Северной Америке). Иногда для Европы тектонические движения конца мела – палеоцена рассматриваются в качестве начальной фазы альпийского орогенеза. Мезозойские эпохи складчатости, эпохи интенсивного проявления складчатости, горообразования и гранитоидного интрузивного магматизма происходили в течение мезозойской эры. Наиболее интенсивно они проявились по периферии Тихого океана (в Восточной Азии, в Кордильерах и Андах), где носят название Тихоокеанской складчатости.

Начальная тектоническая эпоха мезозойской эры [Хаин, 1971] – раннекиммерийская (индосинийская) – относится к концу триаса – началу юры. Её проявления отмечены в Индокитае, на северо-востоке Иранского нагорья, на полуостровах Мангышлак и Таймыр, в Северной Добрудже и некоторых районах Кордильер Северной Америки. Следующая за ранней позднекиммерийская тектоническая эпоха, известная под названием андийской, невадийской, колымской, арауканской, является главной эпохой формирования структур Верхояно-Чукотской области, Монголо-Охотской складчатой системы, центральной части Кордильер Северной и Южной Америки и некоторых других областей. Она проявилась в конце юры – начале мела. Новое оживление тектонических движений приходится на середину и особенно на конец мела – начало палеогена – ларамийская эпоха, когда формировалась структура Скалистых гор, западной части Корякского нагорья, полуострова Камчатка, Сихотэ-Алиня, о. Суматра и др.

Необходимо отметить следующее: в пределах континентов достаточно давно (каноны Штилле, 1924; Laramide Orogeny) систематизированы сведения о локальных, региональных и глобальных событиях тектогенеза. Последовательно выделялись масштабные тектонические события и накапливался материал об их близко одновремен-

ных проявлениях в пределах различных структур и различных континентов. Сегодня, как следует из приведенных выше определений, континентальный тектогенез – предмет дальнейшего совершенствования с учетом современных геодинамических концепций. В этом отношении систематизация тектоногенных событий в океанах в силу естественных причин находится на начальной стадии. В некоторой степени опережающие результаты получены для глобальных геодинамических событий, которые, как выяснилось по времени, но не по структурно-вещественным особенностям, на глобальном уровне и только по времени могут сопоставляться также с глобальными событиями в океанах. В пределах разных океанов по изменениям структурно-вещественных особенностей выделяются охарактеризованные выше по признакам перерывов в осадконакоплении глобальные события, и именно они могут сопоставляться с такого же ранга событиями на континентах – только по времени проявления, но не по структурно-вещественным характеристикам. Такого рода относительные совпадения позволяют по новому подойти к рассмотрению глобальных исторических особенностей развития планеты. Здесь важно отметить то, что формирование современных океанов, как следует из материалов глубоководного бурения, началось гораздо позже – в мезозое. Этому событию предшествовало гораздо более длительное развитие континентов. Совокупное их развитие подчеркивается частичным хронологическим совпадением времени начала развития отдельных глобальных событий в мезозойской и кайнозойской историей развития континентов – продолжение развития и океанов – начало развитие и также его продолжения. Следует заметить, что изначальные события развития океанов близко одновременные с событиями на континентах могли быть генерированы (наведены) глобальными событиями на континентах. В дальнейшем начиная с мезозоя можно предполагать, что такого же рода события могут быть генерированы и в океанах глобальными процессами тектогенеза и распространятся в сопредельные части континентов ареальными проявлениями процессов магматизма и рудообразования. Следует еще раз отметить важные различия структурно-вещественных характеристик близко одновременных особенностей, рассмотренных выше геодинамических процессов в пределах океанов и континентов.

Близкая одновременность некоторых глобальных событий в мезозое континентов и океанов предполагает и сомасштабный – глобальный характер глубинных литосферных процессов в таких участках континентов и океанов. Прежде всего следует еще раз подчеркнуть, что время таких глобальных событий – мезозой и кайнозой. До этого времени континенты и океаны развивались автономно – независимо. Соответственно по-разному и были «устроены» и земная кора, и литосферная мантия, которые, как уже

отмечалось, формировались в пределах континентов длительно во времени и неоднородно в геологическом пространстве. Начиная с мезозоя кора и литосферная мантия континентов в разных местах по-разному подвергались преобразованию в масштабах таких структур, как преобразованные подвижные области, щиты и платформы. О составе и строении домезозойских структур океанов известно немного – в основном это сведения, полученные глубоководным бурением в пределах окраин океанов или же в единичных случаях – плато Кергелен в центральной части Индийского океана. Для океанов мезозой – время новообразования глобальных структур, свойственных только океанам, и в особенности суперглобальных ареалов покровного базальтового вулканизма, относительно локальные проявления которого формировались и в пределах континентов. К сегодняшнему дню накоплены большие массивы сведений о возрасте, изотопных характеристиках базальтов и океанов, и континентов. Эти и многие другие данные могут быть использованы для предварительных попыток выстроить не противоречивые модели причин и масштабов глубинных процессов, отражением которых в коре континентов и океанов формируются и в том числе глобальные близко одновременные структурно-вещественные преобразования и новообразования.

Завершая характеристику плейстоцена в той мере, которая была доступна по собранным материалам, следует отметить, что в отличие от Атлантического и Индийского океанов разрезы миоцена – плейстоцена Тихого, вскрытые скважинами, характеризуются в большинстве случаев «смесью» пелагических илов и обломочных отложений, а также присутствием металлизированных илов, ассоциирующихся с базальтами. Все это подчеркивает динамическую активность структур Тихого океана в плейстоцене – голоцене, отличающих этот океан от Атлантического и Индийского океанов. Однако отдельные черты сходства можно предварительно отметить, сопоставляя состав и строение разрезов плейстоцена большинства структур Тихого океана с молодыми структурами севера Атлантики, где так же, как и Тихом океане, сочетаются пелагические илы и обломочные отложения. Дополнительным подтверждением относительной молодости Тихого океана является и то, что здесь в разрезе плейстоцена реализуется процесс рудообразования, который в Атлантическом океане представлен только курильщиками. Целесообразно рассмотреть некоторые особенности развития Тихого океана, не делая попыток создания даже предварительной модели его формирования. Что важно, по мнению автора, для попытки составления такой модели? Какие сведения, вытекающие из рассмотренных данных глубоководного бурения, могут быть приняты в качестве моделиобразующих? Во-первых, следует отметить условно «центробежную» особенность его развития, которая заключается в том, что наиболее ран-

ние – среднеюрские вулканиты и осадки находятся практически в центре океана и на наибольших глубинах (впадина Пигафетта, глубина до 6200 м). В дальнейшем в процессе развития участки – области последующего вулканизма и осадконакопления распространяются по-разному и в разное время на запад и на восток от среднеюрского «центра». Попытка сопоставления этой ранней стадии развития Тихого океана с Атлантическим свидетельствует о противоположной тенденции развития Атлантического океана – «центростремительной», когда развитие этого океана начинается от его периферии и далее последовательно смещается к его условному «центру». По имеющимся материалам легко сравнить особенности этих ранних стадий обоих океанов. Отчетливо различаются и по времени, и по составу «начальные» вулканиты: толеиты, а затем щелочные базальты в Тихом океане и исключительно толеиты – в Атлантическом. В Тихом океане келловой – бат. Во впадине Пигафетта нижние 133 м содержат потоки мелкозернистых базальтов и микродолеритов, и силлы, переслаивающиеся с красными и коричневыми кремнями и метаосадками. Выше верхних базальтов и в их углублениях – фрагменты базальтов с цементирующим их кремнем и брекчия аргиллитов. Красно-коричневые аргиллиты интенсивно трещиноватые, брекчированные. В Атлантическом океане в большинстве абиссальных впадин надбазальтовые отложения представлены типичными карбонатными брекчиями, цемент которых известняк, а включенные в него обломки представлены выветрелыми базальтами. Сопоставление последующих по времени подразделений обоих океанов не входит в задачу автора. В том случае, если такая проблема заинтересует читателя, это не сложно сделать, так как материалы по океанам разрабатывались системно.

Выводы, следующие из проведенной работы, носят предварительный характер по причине естественно ограниченного материала – ограниченного количества пробуренных скважин и неравномерного распределения их по площади Тихого океана. То же было отмечено в работе, посвященной Атлантическому и Индийскому океанам. В связи с этим предлагается рассмотреть по отдельности выводы по Тихому океану и выводы, следующие из материалов по этим трем океанам. Включение в рассмотрение материалов по трем океанам допустимо по следующей причине: все эти работы – 2017, 2018 и 2019 годов – основаны на использовании одного и того же материала, выполнялись одним исполнителем и на системной основе, включавшей единую методику систематизации материалов керна, пробуренных скважин внутри океанов по типовым структурным единицам дна океанов. Другие знаковые особенности представляемых материалов – их фактографический характер и то, что материалы бурения систематизировались

без использования каких-либо концептуальных построений применительно к современным океанам: Тихому, Атлантическому и Индийскому.

Из сопоставления пространственно-временных особенностей развития Тихого, Атлантического и Индийского океанов вытекают особенности, свидетельствующие, с одной стороны, об относительной молодости Тихого океана – начало развития – средняя юра, в то время как в пределах Атлантического и Индийского океанов наиболее древние отложения представлены ранним-средним триасом. С другой стороны, развитие Тихого океана – центробежное – начинается с относительного центра и развивается в дальнейшем к периферии океана. В Атлантическом и Индийском океанах, наоборот, их развитие начинается центростремительно – от окраин континентов от периферии будущих океанов к их относительно центральным частям.

Общее для последовательного развития этих океанов – каждая из последовательных стадий их пространственно-временного развития предваряется – инициируется – проявлением мантийного базальтового вулканизма. Исходя из этого, можно предположить, что базальтовый вулканизм может быть основной причиной – триггером развития океанов в целом и их базовых структур, и процесс петрогеодинамики является первопричиной своеобразия последующих литогеодинамических процессов. Время и своеобразие развития сопоставляемых океанов во многом определяется своеобразием процессов вулканизма в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах, исключительно толеитовым в Атлантическом и Индийском океанах – и широко распространенным щелочно-базальтовым – в Тихом океане.

Время начала развития Тихого океана – келловей – бат – проявлено в центральной части океана. Формирование преобладающе хемогенных кремнистых отложений и отсутствие обломочных – терригенных отложений не позволяют связывать их проявление с какими-либо другими внутриокеаническими событиями. Время, зафиксированное процессами вулканизма и осадконакопления в скв. 801 впадины Пигафетта – келловей – бат – совпадает со временем проявления глобальных континентальных тектонических движений средней юры. «В бате начинается глобальная перестройка структуры таких крупных регионов, как Кордильеры Северной Америки, Андский пояс... мощный вулканизм на обширной территории материков – Патагония, Африка, Антарктида. Эти явления могли оказаться предвестниками этапа новейшего океанообразования. Батская фаза тектогенеза предшествовала этапу формирования нового облика Земли, кардинальных изменений в направленности тектонического и палеогеографического развития». Отсутствуют прямые доказательства возможной связи событий в средней

юре на континентах и в Тихом океане. Такая связь в гипотетической форме тем не менее может быть принята как одна из возможных альтернатив.

Следует отметить принципиально важное в геодинамическом отношении положение, смысл которого достаточно очевиден из приведенных материалов. Миоцен – время сосуществования различных обстановок тектонической активности, что является следствием различных обстановок взаимодействия коры и мантии океанов, по-разному проявленных в его различных частях при сохранении важного условия: активность всех участков определяется начальным проявлением в них мантийного вулканизма. Базовое значение этих данных таково: время-возраст – вторичны по отношению к глубинной геодинамике. Один и тот же возраст может иметь литостратиграфические ассоциации принципиально разные по условиям становления. Все это означает, что процессы развития отдельных структур океанов не регулируются временем, а определяются процессами глубинного петрогенезиса. Соответственно разные по таким признакам литостратиграфические ассоциации могут иметь близкий возраст в разных «местах», и, наоборот, сходные по составу и строению литостратиграфические ассоциации могут формироваться в разное время и в разных «местах». Предварительные выводы, несмотря на их предварительность, целесообразно представить читателю несколько по-другому – как текст некоторых событий, систематически постоянно повторявшихся в процессе работы над материалами глубоководного бурения. Такие события могут быть рассмотрены отдельно для Атлантического и Индийского океанов и отдельно для Тихого. Одновременно, основываясь на данных глубоководного бурения, могут быть сформулированы события, общие для этих океанов. Такой общей в истории геологического развития этих океанов является последовательная во времени смена мелководных осадков в начальных и последующих циклах осадконакопления гемипелагическими и пелагическими осадками на конечных стадиях развития конкретной структуры. Такая смена формирования осадков может быть обусловлена фиксированным положением структур. Последовательное проявление процессов вулканизма предваряет и в некотором отношении определяет особенности процессов осадконакопления структуры на ее конкретной стадии развития. В силу этого обстоятельства вполне оправданным может быть выделение наряду с литогеодинамикой процессов петрогеодинамики. По данным того же бурения могут быть выделены события глобальных масштабов, по-разному и в разное время проявляющиеся или не проявляющиеся в рассматриваемых океанах. Древняя кора Тихого океана имеет среднеюрский возраст, в то время как древнейшие отложения в Атлантическом и Индийском океанах представлены триасом. Развитие по латерали Атлантического и Индийского океанов происходит центростре-

нительно – от окраин континентов к центральным частям этих океанов. По-другому происходит развитие Тихого океана – от его центральной части к периферии океанов – континентальным окраинам. Другое принципиальное различие океанов – Атлантического и Индийского – это проявление в массе существенно толеитового вулканизма, в то время как в Тихом океане характерно сочетание толеитового и щелочно-базальтового вулканизма. Итак, общими для рассмотренных океанов (без Северного Ледовитого) являются: доминанта направленного погружения, выраженного сменой мелководных вначале глубоководными осадками на заключительной стадии развития разных структур; процессы вулканизма выступают в качестве инициирующих следующие за ними процессы осадконакопления и отчасти регулируют ход этих процессов – процессы литогеодинимики; итоги наиболее ранними в истории развития структур океанов являются эндогенные процессы вулканизма – триггер развития океанов – процессы петрогеодинамики, во многом определяющие развитие отдельных структур и в целом развитие океанов – на фоне направленного погружения структур процессы вулканизма определяют кратковременные процессы воздымания – перерывы и несогласия, не меняющие общую доминанту погружения; со временем процессы вулканизма и осадконакопления показывают преобладание глубоководных пелагических илов, определяющих собственно океаническую стадию развития океанов. Следовательно, развитие океанов регулируется не процессами тектоники – геодинимики, а глубинными внекоровыми процессами базальтового вулканизма – процессами петрогеодинамики. Сходные по существу положения автору удалось обнаружить в ряде работ, касающихся процессов формирования хр. Гаккеля. Еще более значимы, на наш взгляд, заключительные положения статьи П. Майкла и его коллег [Michal et al., 2003]: «В целом результаты наших исследований (хр. Гаккеля) показывают, что не только скорость спрединга и тектоническая сегментация определяют изменчивость систем океанических хребтов... сегментация вулканических систем не зависит от тектонических процессов, а зависит только от процессов плавления в мантии».

В завершение представляется возможность сформулировать базовые положения, вытекающие из системного анализа результатов глубоководного бурения океанов, за исключением Северного Ледовитого океана:

– смена мелководных отложений глубоководными во всех структурах океанов сопровождается одновременно с направленным увеличением площадей, занятых наиболее молодыми отложениями. Направленность развития структур фиксируется изменениями строения и состава литостратиграфических комплексов. Отдельные, возможно изолированные, мелководные бассейны ранних стадий развития океанов соответствен-

но имеют и ограниченное по площади распространение. Увеличение площадей происходит последовательно от ранних к более поздним стадиям формирующихся комплексов;

– существенно пелагические отложения миоцена – плейстоцена – голоцена практически полностью перекрывают площадями дна океанов. Мощности этих отложений не велики и петрографический состав довольно однообразен – пелагические илы или илы с незначительной примесью обломочного материала;

– время начала формирования пелагических комплексов и их повсеместное (в отличие от ранних комплексов) распространение позволяет считать, что это время (плейстоцен – голоцен) и является началом формирования современных океанов;

– последовательное и направленное развитие океанов с доминантой погружения продолжается в течении всей истории их развития.

На основании системного анализа материалов международных программ глубоководного бурения базовую тенденцию направленного развития всех океанов и всех типов слагающих их структур предварительно можно определить таким образом: со времени начала их формирования и по сегодняшний день направленно в пространстве и во времени устойчиво проявлена тенденция погружения, выраженная сменой субаэральных, неритовых условий осадконакопления – последовательно гемипелагическими и пелагическими условиями. Проведенный системный анализ позволяет предположить, что формирование современных океанов произошло в кайнозойе путем перекрытия всех структур – площадями пелагических отложений – и только тогда появилось то, что называют современным океаном. Последовательное и направленное развитие океанов с доминантой погружения продолжалось и в недалеком геологическом прошлом, 8–10 тыс. лет назад, происходило погружение континентальных фрагментов (Доггерленд, Сахул, Сундааленд и др.). Направленное погружение продолжается и сегодня, что в частности фиксируется замерами глубин в Австралии начиная с 1870 г. [Backman, Morgan, 2009]. Во время гипертермального интервала и события Azolla Арктический бассейн был тектонически изолирован от Мирового океана, о чем может свидетельствовать присутствие пресных вод. Бассейн в это время служил резервуаром для окружающих континентальных речных потоков. В середине эоцена хребет оставался мелководным и околоприбрежным. Хотя главное эоцен-олигоценое несогласие не изменило климатических обстоятельств. Около 26–18 млн лет преобладали условия, которые были до несогласия. Хребет Ломоносова начал быструю фазу погружения, и период изоляции бассейна закончился, когда возникла глубокая связь с Северной Атлантикой через пролив Фрама. Это явилось драматическим переломным периодом дли-

тельно продолжавшейся изоляции бассейна. Произошло резкое изменение обстоятельств и условий, характеризующихся окислительным и морскими и ледяно-покровными водами, которые продолжают и сегодня. Кратковременное несогласие в неогене изменило сложившиеся условия. В конце раздела вполне уместна выдержка по [Грамберг, 2002, с. 325]: «И все же глобальная тектоника, обогащенная новыми концептуальными подходами, раскрывающими причинность распада континентов и океанообразование, а также сложности тектонического строения океанического дна, не объясняет заметные отличия в морфологии, тектоническом строении и минерализации Тихого, Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов – современных океанов Земли. Большая длительность процесса открытия, становления и возможного закрытия океанов несомненно должна нас предостеречь от некоторой легкости, с которой мы реконструируем океаны прошедших геологических периодов. Изученность современных океанов Земли позволяет проследить общую направленность тектонического развития океанов, стадийный характер процесса и укрепиться в представлении о его большой длительности, но не вооружает нас необходимыми знаниями относительно заключительной фазы тектогенеза океанов – их закрытия. Этот процесс мы можем только предполагать, опираясь на общие представления о строении и развитии Земли и интерпретацию офиолитовых комплексов, которые рассматриваем как фрагменты древней океанической коры».

ЛИТЕРАТУРА

Блюман Б. А. История геологического развития Атлантического и Индийского океанов по материалам международных программ глубоководного бурения. [Электронный ресурс]. СПб.: ВСЕГЕИ, 2018.

Блюман Б. А. История геологического развития Тихого океана по материалам международных программ глубоководного бурения [Электронный ресурс]. СПб.: ВСЕГЕИ, 2020.

Грамберг И. С. Сравнительная геология и минерализация океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 301, 325.

Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н. Атлас литолого-палеогеографических карт Мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов / отв. ред. В. Л. Барсуков, Н. П. Лаверов. Л., 1989. 89 с.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., 1971. 548 с.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. С. 375–380.

Хаин В. Е. Историческая геология. М.: МГУ, 1997. 448 с.

Backman J., Moran K. Expanding the Cenozoic paleoceanographic record in the Central Arctic Ocean: IODP Expedition 302 synthesis // *Cent. Eur. J. Geosci.* 2009. Vol. 1(2). Pp. 157–175. doi: 10.2478/v10085-009-0015-6

Barker P. F., Dalziel I. W. D. et al. The evolution of the southeastern Atlantic Ocean Basin: results of Leg 6, Deep Sea Drilling Project // *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project.* 1976. Vol. 36. 1080 p. doi: 10.2973/dsdp.proc.36

Haq B. U., von Rad U., O'Connell S. et al. Proc. ODP, Init. Repts. 122: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990. doi: 10.2973/odp.proc.ir.122.1990

Hinz K., Winterer E. L. et al. Init. Repts. DSDP, 79: Washington (U. S. Govt. Printing Office). 1984. doi: 10.2973/dsdp.proc.79.1984.

Lancelot Y., Larson R. et al. Proc. ODP, Init. Repts., 129: College Station, TX (Ocean Drilling program). 1990. doi: 10.2973/odp.proc.ir.129.1990

Michael P. J., Langmuir C. H., Dick H. J. B. et al. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean // *Nature.* 2003. Vol. 423. Pp. 956–961.

Ранняя история Земли

В соответствии с представлениями С. Тейлора и С. Мак Леннана (1988), вопросом исключительной важности, с которым связано образование ранней коры планет (ранее 4 млрд лет), является вопрос о потоке метеоритов. Интенсивная бомбардировка должна изменить развитие ранней коры, хотя маловероятно, что она может помешать формированию коры или полностью разрушить однажды уже сформировавшуюся кору. Тем не менее удары больших метеоритов, с которыми связано образование кратеров диаметром в тысячи километров с множеством более мелких кратеров, могли брекчировать и изменить любую раннюю кору. Современный поток метеоритов создает на Земле кратер диаметром более 20 км примерно каждые 30 млн лет. Современная скорость образования кратеров диаметром более 20 км на Земле и Луне объясняется прохождением Земли через пояс астероидов Аполло. Если эти скорости для внутренних планет отнести в интервал 3–4 млрд лет назад, то тогда следует ожидать резкого увеличения скорости потока метеоритов. Это показывает, что удары кратерообразующих тел (с диаметром обычно более 100 км) были свойственны ранней стадии развития Солнечной системы, в связи с чем концепция о позднем «всплеске» или катастрофе

в кратерной хронологии оказывается менее реальной. По аналогии с датированной поверхностью лунных плоскогорий и подобных им поверхностей на Меркурии и Марсе допустима и ранняя (до 4 млрд лет) метеоритная бомбардировка Земли. Подсчеты числа ударов и размеров образовавшихся кратеров весьма неопределенны. На взгляд С. Тейлора и С. Мак Леннана (1988), если экстраполировать исходя из данных по лунным плоскогорьям с необходимой поправкой на размер и разницу в силе тяжести, то окажется, что не менее 200 кратеров диаметром несколько сот метров образовались на Земле до периода 3.9 млрд лет назад. В настоящее время, по мнению этих исследователей, трудно оценить эффект подобной бомбардировки. Должны были иметь место повторяющиеся периоды интенсивного дробления коры и образования больших объемов импактных расплавов. Поэтому «...петрологические следствия обширной бомбардировки на ранних этапах истории земной коры почти неясны и остается еще много нерешенных вопросов» (С. Тейлор, С. Мак Леннан, 1988, с. 361).

А. Гликсон (1993) в работе «Астероиды и эволюция раннедокембрийской коры Земли» в качестве древнейших сохранившихся импактных структур рассматривает Садбери и Вредефорт. По его мнению, импактные модели с импактором более 10 км в диаметре, в тех участках, где они взаимодействовали с «тонкой и горячей» архейской корой, оказывали значительное на нее воздействие импактными деформациями и плавлением – проксимальными явлениями, практически не сохранившимися в процессе позднейших метаморфизма и деформаций (см. так же В. Л. Масайтис и др. Алмазоносные импактиты ..., 1998). С другой стороны, А. Гликсон отмечает хорошо сохранившиеся дистальные эффекты импактных событий. По его мнению, несмотря на то, что сохранившиеся архейские области занимают площадь менее 5% площади обнажений континентальной коры, глобальная природа импактных событий может быть установлена в ранней истории Земли. По его выражению, открытие в Австралии и Южной Африке горизонтов (слоев), обогащенных сферулами импактных расплавов (микротектитов по А. Гликсону), – «вершина айсберга» архейской импактной хронологии с максимумами астероидной бомбардировки Земли с пиком 4.0–3.8 млрд лет, впоследствии продолжавшейся в течение всего архея. Возможна синхронизация импактных событий на Земле и Луне, когда, по А. Гликсону, в промежутках времени 4.0–3.5 млрд лет на Земле могло быть образовано более 300 бассейнов и 45 000 кратеров с диаметром более 35 км; между 4 и 3.5 млрд лет – 3 190 кратеров размером более 35 км; в интервале 3.0–2.0 млрд лет – 1 640 кратеров размером > 35 км. Наличие на Луне в промежуток времени 3.9–3.8 млрд лет времени ТЛБ определяет необходимость поисков синхронных импактных событий на Земле. Д. Грин [Green, 1972] связывает

с архейскими импактными событиями явления катастрофического масштабного плавления мантии, с формированием перидотитовых коматиитов. По данным Р. Грива [Grieve, 1980], в промежуток времени 4.6–3.9 млрд лет на Земле было образовано 2500–3000 структур диаметром более 100 км и 25 структур диаметром более 1000 км. После периода синхронного ТЛБ (3.8 млрд лет) на Земле могло быть образовано более 390 кратеров диаметром, превышающим 30 км, и более 1 650 кратеров того же размера в промежутках времени 3.2–1.1 млрд лет. По данным Дж. Везерилла и Е. Шумейкера [Wetherile, Shoemaker, 1982], размеры импакторов и частота их падения таковы: 10 импакторов (И) с диаметром (Д) около 0.5 км в 1 млн лет; 1 И с Д около 10 км в 40 млн лет; существует 24% вероятности импактов астероидами с Д около 20 км в 400 млн лет и 0.1% вероятности импактов астероидами с Д около 40 км в 3.8 млрд лет.

Весьма примечательны, по данным А. Гликсона [Glikson, 1979], приводимые им сведения о присутствии шоковых двойников (ламелей) в древнейших цирконах, которые он считает «наиболее многообещающими» для выявления раннедокембрийских импактных событий. Для моделирования ранних земных импактных событий А. Гликсон принимает в расчет «тонкую и горячую» архейскую протокору, незначительную глубину астеносферы. Считается, что масштабы плавления мишени – базальтовой протокоры – при увеличении размера импактора становятся «катастрофическими» и длительность термальных и магматических событий может достигать 100 млн лет в условиях формирования импактного кратера в эластичном верхнем слое коры и низкоскоростной подкоровой литосфере, в коре, перекрывающей нагретую литосферу, или в эластичной литофере, перекрывающей астеносферу. С учетом высокого геотермического градиента в докембрии соотношения глубина/диаметр кратера могут быть приняты как 1/5, а подъем температуры в центре кратера объемом 1000 куб. км может достигать 10 000 °С. В соответствии с данными Р. Грива [Grieve, 1980], астероид диаметром 28 км, падающий на поверхность со скоростью 26 км/с, обусловит: глубину проникновения 30 км, кольцевую структуру диаметром 550 км, воронку диаметром 300 км, центральное структурное поднятие 88 км, давление на поверхности астеносферы 30 ГПа и температуру 13 000 °С. Последующее «катастрофическое» плавление, по мнению Р. Грива, обусловит формирование значительных объемов коматиитовых магм.

А. Гликсон (1993), систематизируя изотопные датировки докембрийских гранитоидно-зеленокаменных и ТТГ областей (датировки, в частности по циркону), выделяет события: древнее 3.5 млрд лет – Канада, Гренландия, Арктика, Австралия; около 3.5 млрд лет – Австралия (Пилбара, Ийлгарн), Южная Африка (Каапваальский кратон);

с возрастом 3.0 млрд лет – Австралия, Карелия, Украина; и 2.7 млрд лет – Австралия, Индия, Южная Африка, Южная Америка, Канада. При этом А. Гликсон подчеркивает уникальность тектонических условий формирования древнейших перидотитовых коматиитов, отмечая высокую степень плавления исходного вещества и значительную величину (вертикальную протяженность) подъема к поверхности коматиитовых магм (диапиров), в формировании которых, по данным Д. Грина [Green, 1972], могли участвовать импактные события.

В соответствии с представлениями В. Л. Масайтиса (1980), имеются и другие предположения о значении и последствиях «тяжелой бомбардировки» Земли, происходившей по существу в догеологическую стадию ее развития. Отмечается, что попытки привлечения импактных процессов для решения ряда актуальных проблем современной геологии (формирование и разрушение ранней сиалической коры, явления расплавления и дифференциации вещества внешних оболочек, процессы мантийной конвекции и т. д.) сами по себе весьма интересны. По мнению В. Л. Масайтиса, импактные процессы могли сказаться на многих глобальных процессах, однако он считает, что пока отсутствуют какие-либо конкретные геологические данные, в том числе о структуре, составе и соотношениях различных типов пород, которые можно было бы трактовать как непосредственный результат этих ранних ударных событий. Отсутствие видимых следов поздней тяжелой бомбардировки Земли в какой-то мере может быть объяснено физическим состоянием ее ранней литосферы, которая 4.2–3.8 млрд лет назад (в отличие от литосфер других планет) имела низкую вязкость, благодаря высокой температуре. Возникающие крупные импактные структуры быстро «затягивались» в условиях пластичной коры, происходила перекристаллизация раздробленного материала, и он быстро утрачивал признаки ударного метаморфизма.

Д. Лоу и Г. Байерли [Lowe, Byerly, 1986] обнаружили в раннедокембрийских отложениях Африки и Австралии с возрастом 3.5–3.2 млрд лет слои импактных сферул в архейских зеленокаменных поясах. С этими слоями, которые простираются почти на 100 км, связано повышенное содержание иридия; также в слоях, вмещающих импактные сферулы, видны следы действия ударных волн. Происхождение слоев сферул объясняется выбросом расплава при импактных событиях значительного масштаба. По мнению Г. Мелоша, эти данные свидетельствуют о том, что «другие гипотезы их образования, помимо ударной, в высшей степени маловероятны» [Мелош, 1994, с. 312].

Рассматривая хорошо сохранившиеся слои сферул Южной Африки и Западной Австралии, Брюс Симонсен и Поль Харник [Simonsen, Harnik, 2000] отмечают «узкие временные окна», в которых они располагаются: 3.46–3.23 и 2.64–2.49 млрд лет. Эти

слои в бассейне Хамерсли в Западной Австралии интерпретируются как дистальные импактные выбросы, что подкрепляется повышенными содержаниями в этих слоях иридия (до 1.69 ppm), а также ряда сидерофильных элементов. Существует стратиграфическое и геохронологическое сходство сферулсодержащих слоев группы Трансвааль Южной Африки и бассейна Хамерсли Западной Австралии. Распространение слоев со сферулами в формации позднеархейской группы Монтевилль установлено Б. Симонсеном [Simonsen, Harnik, 2000] на площади 17 000 км². Размер сферул достигает одного миллиметра в диаметре; они состоят из преобладающего, возможно, аутигенного калиевого полевого шпата, замещенного карбонатом. Внутренняя структура сферул подобна структуре сферул бассейна Хамерсли и в целом отличается от других сфероидальных образований, как карбонатные оолиты и аккреционные вулканические лапилли. Возраст по циркону (SHRIMP) слоев со сферулами в стратиграфической единице Монтевилль – 2.55 млрд лет. Сферулы имеют «плоский» тренд РЗЭ, сильно обогащены никелем (167 ppm), Со (87 ppm), Сг (418 ppm) и особенно Yt (6 ppb). Ni/Yt отношение в сферулах близко хондритовому, как и содержание элементов платиновой группы (ЭПГ). Образцы из слоев, обогащенных сферулами Западной Австралии, так же обогащены иридием с максимальным содержанием 1.69 ppb. Они, как и образцы формации Монтевилль Южной Африки, обогащены сидерофильными элементами, никелем, кобальтом и ЭПГ. Отмечено, что минералогия и геохимия сферуловых слоев Монтевилль значительно отличаются от раннеархейских слоев со сферулами, обнаруженных в зеленокаменном поясе Барбертон Южной Африки, для которых, в первую очередь, отмечается «драматически» повышенные содержания иридия до 450 и 2700 ppb, а также и других сидерофильных элементов. Соотношение внеземного и земного материала в слоях сферул формации Монтевилль 1:99. Отмечено, что мощность сферуловых слоев в раннеархейских породах Барбертона заметно выше, чем в позднеархейской формации Монтевилль, и, наряду со значительной обогащенностью раннеархейских слоев иридием и сидерофильными элементами, они же более деформированы по сравнению с позднеархейскими.

Анализируя во времени – от докембрия к фанерозою – распределение слоев импактных сферул Б. Симонсен и П. Харник [Simonsen, Harnik, 2000], отмечают, что наибольшей мощности – 1000 мм – сферуловые слои достигают в раннем докембрии и подобная мощность неизвестна в таких слоях в фанерозое. Характерной особенностью докембрийских сферул является их радиально-лучистая структура – результат девитрификации стекла. По предварительной оценке, образование раннеархейских слоев сферул Барбертона обусловлено импактором размером 20 км или более в диаметре.

Размер импактора, вызвавшего формирование позднеархейских слоев сферул формации Виттенум, составляет около 5 км. В этих слоях содержатся от трех до пяти слоев сферул, сформированных в течение 140 млн лет в позднем архее и палеопротерозое с интервалов импактных событий от 35 до 70 млн лет. Считается, что изменение со временем состава сферул в первую очередь отражает изменение состава мишени – состава пород земной поверхности. Б. Симонсен [Simonsen, Harnik, 2000] вместе с другими исследователями [McCalloch, 1994] полагает, что в архее океанская кора занимала значительно большую поверхность, чем сегодня (60%), и состав архейской коры был более мафичным и, соответственно, импактные расплавы были мафичны. Это так же подтверждается и отсутствием в докембрийских слоях со сферулами кварца со следами шоковых деформаций. Подчеркивая существенно базальтовый состав импактных стекол раннего докембрия, Б. Симонсен (2000) отмечает их сходство со сферулами импактного события Элтанин в Южном океане, в позднем плиоцене [Margolis, Claes, KYTE, 1991], где состав океанической коры – базальтовый.

П. Морел и др. (P. Morel et al., 2002) измерили количества Re и Os, а также изотопный состав Os образцов из древнейших слоев, содержащих сферулы стекла импактного происхождения из группы Онвервахт (S1) и Фиг Три (S2, S3, S4) зеленокаменного пояса Барбертон Южной Африки. Концентрация Os повышена и варьирует от 0.2–1 ppb (S1, S2) и очень высокая 50–2000 ppb; эти изменения повышенных содержаний Os коррелируются с повышенным содержанием Ir. Образцы S1 и S2 имеют величины $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ – 0.16–0.49 и суперхондритовые величины начальных отношений 0.13–0.23. Те же величины в образцах S3, S4 имеют околохондритовые $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ (0.1069 до 0.1193) и изменяющиеся, но также околохондритовые Re/Os отношения. Начальные отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ возраста 3.4–3.2 млрд лет – околохондритовые (0.1011 до 0.1038); хондриты 3.4–3.2 млрд лет имеют то же отношение около 0.105.

Участие обогащенных летучими углистыми хондритов в формировании вторичной атмосферы на поздних стадиях акреции устанавливается (Y. Jia, R. Kerrich, 2002) по результатам изучения изотопии ^{15}N . Величина $\delta^{15}\text{N}$ в углистых хондритах меняется от +30 до +42‰, та же величина в архейских породах (2.7 млрд лет) варьирует от +16 до 24‰, в палеопротерозойских – 7–10‰, в фанерозойских – 2–6‰.

М. Бойе и др. (M. Boyet et al., 2002) изучили изотопию ^{142}Nd в метаосадочных породах Исуа, Западной Гренландии (3.8 млрд лет). ^{142}Nd – продукт распада ^{146}Sm с периодом полураспада 103 млн лет. Существование продуктов радиоактивности ^{146}Sm обнаружено в хондритах и дифференцированных метеоритах, но впервые – в метаосадочных породах и базальтах Исуа. Авторы считают, что обнаруженные ими

аномалии ^{142}Nd (эпсилон – 0.33) могут свидетельствовать о том, что в аккреции Земли принимали участие большое количество различных по составу планетезималей и существовала первичная гетерогенизация магмы, магматического океана.

Г. Аррениус и др. (G. Arrhenius et al., 2002) считают, что запись кратерирования импактными событиями поверхности Луны позволяет предполагать подобного рода события и на Земле, которые по ряду причин должны были происходить более активно по сравнению с Луной в промежуток времени длительностью около 300 млн лет вслед за ТЛБ с кульминацией 3.8 млрд лет. Поиски доказательств такой бомбардировки были проведены авторами в Западной Гренландии (Исуа) в серии полосчатых железных руд (BIF), содержащих пачки грубозернистых пород возможного импактного происхождения. Авторы подчеркивают значительную роль импактных событий в охлаждении Земли, в промежутках между этими событиями.

Р. Шёнберг и др. (R. Schoenberg et al., 2002) рассматривают и анализируют свидетельства метеоритной бомбардировки Земли около 3.8 млрд лет, по времени совпадающего с тяжелой лунной бомбардировкой. С этой целью используются данные по короткоживущим изотомам ^{53}Mn – ^{53}Cr (период полураспада 3.7 млрд лет). Авторы изучили изотопию ^{182}W древнейших пород Гренландии и Канады, установив в них величины ^{182}W от –0.44 до –1.23 (при изотопном гомогенном составе земного вольфрама, равным 0). Дефицит изотопа вольфрама в древнейших породах коррелируется с отношениями сидерофильный/литофильный элемент – Cr/Ti или Ni/Nb. Установленные тренды с отклонениями экстраполируются с данными по хондритам и железным метеоритам, что позволяет авторам считать, что дефицит ^{182}W в архейских породах свидетельствует о добавлении метеоритного W в процессе метеоритной бомбардировки Земли, синхронной с ТЛБ (~ 3.8 млрд лет).

Р. Занле [Zahnle, 2003] считает, что более предпочтительно рассматривать Гадей как время, «...когда импакты правили Землей», нежели отсутствия «каменной летописи».

М. Д. Норман и др. [Norman, Duncan, Huard, 2006] отмечают, что, скорее всего, не случайно совпадение по времени формирования лунных бассейнов и древнейших земных пород и, соответственно, необходима, по их мнению, адекватная оценка роли импактных событий в формировании (shaping) земных континентов. В противоположной водонасыщенной «мокрой» (wet) и геологически активной Земле древние импактные бассейны Луны не были переработаны выветриванием и последующими тектоническими событиями. Импактные брекчии лунных бассейнов, исследованные авторами, являются, по их мнению, ключом к пониманию таких событий как последовательность

больших метеоритных импактных событий в ранней геологической эволюции планет солнечной системы. Авторы считают, что с учетом больших размеров и гравитационной «фокусированности» Земля имела скорость кратерирования в 20 раз, а скорость аккрецирования массы вещества, в 100 раз большую по сравнению с Луной. Если существовал катаклизм бомбардировки в интервале 3.8–4.0 млрд лет, то Земля должна была быть поражена несколькими большими импактами в течение этих критических событий, когда формировалась древнейшая сохранившаяся земная кора и ранняя жизнь на Земле. По мнению авторов и результатам их исследований, энстатитовые хондриты были важной популяцией, создававшей в период 3.8–4 млрд лет лунные бассейны, и их фракционированность по отношению к сидерофильным элементам могла также определять и гетерогенность мантии Земли. М. Д. Норман и др. [2006] изучили две группы – пойкилитовых и афанитовых импактных расплавных брекчий Луны (серия Аполло 17), которые представляют собой различные группы энстатитовых хондритов: Н-хондритов – пойкилитовые и L-хондритов – афанитовые брекчии, различающиеся петрохимически – по величинам содержаний Al_2O_3 и TiO_2 (более «титанистые» – пойкилитовые брекчии) и величинами отношений (Pd/Pt) и (Re/Jr). При этом импактные брекчии, близкие к Н-хондритам, характеризуются относительно повышенными величинами (Pd/Pt). Авторы полагают, что по аналогии с Луной подобного состава планетезимали коллидировали и с Землей в период ТЛБ и многочисленные EN хондритовые импакторы коллидировали с земной и лунной поверхностью «внутри» короткого временного интервала.

В работе Н. Слива [Sleep, 1990] рассматриваются крупные астероидные импактные события в истории ранней Земли. Н. Слип считает, что изучение поверхности Луны и роли импактных событий в ее формировании может служить отправной точкой для оценки роли импактных событий в ранней истории Земли. Роль же импактных событий на Луне сохранена в лунных образцах, представленных брекчиями, в составе которых присутствуют «первичные» породы, импактные расплавы и другие древние брекчии. Содержание Ir в этих породах предполагает существование вклада метеоритного вещества в количестве 1–2%. Общая мощность коры, контамированной сидерофилами, не установлена, хотя считается, что мощность мегареолита отвечает глубине смешения метеоритного вещества и вещества коры. Предполагается, что мощность мегареолита достигает половины мощности лунной коры, равной ~ 35 км. Если принять количество метеоритного компонента 1–4%, то «метеоритная» мощность колеблется от 0.35 до 1.4 км, предпочтительно 0.7 км. Древнейшие лунные породы с возрастом 4.5 млрд лет показывают, что лунная кора существовала в ранней истории развития

планеты. Верхняя часть лунной коры – железистые анортозиты – формировались до 4.44 млрд лет; в основном лунная кора сформировалась ко времени 4.36 млрд лет – модельный возраст КРЕЕР (обогатенных калием, РЗЭ, фосфорсодержащие лунные базальты), которые датируют последнюю кристаллизацию основания коры. Значительная часть аккреции происходила 4.26 млрд лет – возраст древнейших образцов реголита. Верхняя часть коры Луны, по мнению авторов, так сильно «перемешана» (взболтана), что этот факт может быть использован для оценки величины потока больших импакторов. Импактные события, подобные Имбриум, скорее всего, были редки после формирования верхней коры 4.44 млрд лет еще и потому, что импактные события, большие чем Имбриум, должны бы были экскавировать лунную мантию, образцы которой, несмотря на тщательные поиски, не были обнаружены, за исключением редких троктолитов нижней коры, экскавированных событием Имбриум. Общее количество материала импактных событий, происходивших со времен 4.44 млрд лет, должно быть меньше слоя мощностью 1.88 км эквивалентно покрывающего поверхность кратера размером с кратером Имбриум. Энергия кратера Ориентале (диаметр 930 км) наиболее молодого (3.8 млрд лет) и хорошо сохранившегося бассейна оценена исходя из количества «захороненного» тепла путем расчета термальной контракции центра бассейна. Исходя из предположения, что 25% энергии глубоко «захоронены», энергия импактного события колеблется между 4×10^{25} и 3×10^{26} Дж с предпочтительной средней величиной 1.2×10^{26} Дж. Это соотносится с объектом диаметром 93 км (плотность импактора 3.3 кг/м^3 и скоростью 13 км/сек). Н. Слип [Sleep, 1990] считает, что Земля по сравнению с Луной должна быть поражена значительно большим количеством импакторов в силу ее значительно большей поверхности и массы. Из расчета скоростей импакторов, приводимых далее, авторы считают, что Луна была поражена 1/24 объектов, а Земля – оставшимися 23/24. Таким образом, если Имбриум – наиболее крупный лунный импактор после 4.3 млрд лет, то 16 больших объектов могли поразить Землю в тот же период. В связи с тем, что количество их относительно невелико, трудно восстановить время и размеры импакторов. Более или менее адекватны теоретическим расчетам для Земли в этот период являются астероиды диаметром 130–260 км, которые могли быть фрагментами больших тел. Такие тела могли входить в околоземную орбиту после событий фрагментации. Большая гравитация Земли увеличивает вероятность и энергию импактных событий, которые коррелируются с импактной скоростью 13 км/с на Луне и 17 км/с – на Земле.

К. Мункер (K. Munker et al., 2000), изучая изотопную систему $^{92}\text{Nb}/^{92}\text{Zr}$, предложил, что корово-мантийное фракционирование происходило в течение 50 млн лет после

формирования примитивных метеоритов. Расчеты Е. Чанга (E. Zhang, 2002) показывают, что такое фракционирование происходило 70 млн лет после времени формирования метеорита Альенде – 4.566 ± 0.002 млрд лет, и таким образом наиболее ранняя кора сформировалась не ранее, чем 4.496 млрд лет. По данным разных изотопных систем, время формирования наиболее ранней коры таково (E. Zhang, 2002): более 4.404 – по данным возраста обломочных цирконов; < 4.496 млрд лет – по $^{92}\text{Nb}/^{92}\text{Zr}$ системы и 4.47 ± 0.05 млрд лет – по данным Sm-Nd системы. В связи с возрастом формирования ранней земной коры небезынтересны и сведения, приводимые Е. Чангом (2002) о возрасте Луны. Древнейшие лунные породы имеют возраст (в млрд лет): 4.51 ± 0.1 ; 4.44 ± 0.02 ; 4.562 ± 0.068 . Этот возраст, по мнению Е. Чанга, показывает нижний предел возраста гигантских импактных событий, хотя такие события могут быть древнее 4.50 млрд лет, или возраст 4.49 ± 0.01 млрд лет на 60 млн лет позднее времени формирования метеорита Forest Vale. Отмечено, что на поздних стадиях аккреции масса Земли не растет плавно, но эпизодически рост происходит катастрофически посредством участия в этом росте гигантских импактов [Wetherile, Shoemaker, 1982], которые способствовали значительному приращению массы Земли.

Таким образом, приведенные и далеко не полные сведения о роли импактных событий в ранней истории Земли свидетельствуют, по нашему мнению, о безусловной недооценке их роли в длительный промежуток времени от Гадея до границы архея и раннего протерозоя (4.5–2.5 млрд лет) – в промежуток времени, длительность которого чрезвычайно велика. Равно так же и глобально значимы происходящие в это время процессы образования и последующего преобразования таких «базовых» элементов Земли, как сиалическая протокора, хронологически и петрологически когерентная с ней континентальная верхняя мантия. При этом, как уже отмечалось в разделе, содержащем характеристику неоднородностей Земли, верхняя мантия континентов практически не сохранила первичного синаккреционного хондритового вещества, изотопные свидетельства присутствия которого установлены лишь в нижней мантии.

В связи со всем вышесказанным безусловный интерес приобретает проблема происхождения первичной земной сиалической протокры. Вопрос о происхождении сиалической ТТГ протокры, древнейшие датировки которой составляют 4.01 млрд лет (гнейсы Акаста Канады, доступные изучению на поверхности), усложняется присутствием «следов» ее разрушения, представленных детритовыми цирконами Западной Австралии, речь о которых шла ранее. Как выяснилось в процессе «поисковых» исследований, проведенных автором, отсутствует «прямой» путь к пониманию природы происхождения сиалической протокры. Оказался рациональным последовательный

«путь» анализа материала, подобный в чем-то поиску конечной цели в русской народной сказке о Кощее Бессмертном, смерть которого заключалась на пути последовательного решения «частных вопросов» – шука – яйцо – иголка. В нашем случае в роли «щучки» выступают алмазоносные эклогиты, «яйца» – протогенетические включения в алмазах алмазоносных эклогитов, а «иголки» – минеральные включения в алмазах. В. В. Бескрованов (2000), рассматривая онтогению алмазов, выделяет в их строении центральную область, характеризующуюся нарушением огранки, появлением округлых и кубических поверхностей, повышенным количеством дислокаций и структурных дефектов, наличием включений «инородных» минералов. Отмечено, что морфология центральной области меняется от кристалла к кристаллу, отличается разнообразием свойств, но постоянной концентрацией здесь дефектов и дислокаций. Структурные дефекты рассеивают рентгеновские лучи, определяя почернение центральных областей на рентгеновских топограммах, а также «тушение» люминесценции структурными дефектами. Характерно асимметричное расположение центральной области, присутствие в ней в ряде случаев сингенетического скола, механические повреждения. Все это является свидетельством резко неравновесных и чрезвычайно динамически активных условий зарождения и становления центральных областей алмазов.

Г. П. Булановой с соавторами [1993] выделена и охарактеризована группа «центральных» протогенетических микровключений в алмазе алмазоносных эклогитов. Такие центральные включения, по Г. П. Булановой, являются протогенетическими, а редкие минералы – включения алмаза эклогитов (коэсит, ильменит, магнетит, вюстит, кианит, санидин, амфибол – калиевый рихтерит, флогопит, корунд, муассанит). Коэсит и санидин обнаружены преимущественно в центральных частях алмаза. Отмечается также присутствие во включениях в алмазах и вмещающих их эклогитах самородного железа (мелкие шаровидные включения), химический состав которых близок в алмазе и эклогите. Н. В. Соболев и др. (N. V. Sobolev et al., 1998) установили, что включения, изученные в алмазах из россыпей и кимберлитов Гайаны в Венесуэле, принадлежат только к эклогитовому парагенезу; при этом пироксен включений характеризуется высокими содержаниями жадеита (до 60%) и калия (до 1.4 вес. %). Для эклогитовых алмазов также отмечается отчетливо выраженная зональность и условия роста, «далекие от равновесия». Рассматривая условия роста алмазов, авторы (Гаранин и др., 1991) выделяют этап зарождения, характеризующийся высокими скоростями роста и высокой дефектностью возникающего алмаза. Особо выделяется центральная зона алмаза с высокой концентрацией дефектов и наличием многих центров кристаллизации.

В этой зоне минералом-затравкой являются не включения других минералов, а сам алмаз.

3. Специусом (1998) была изучена коллекция, включающая 500 алмазов, выделенных из 300 образцов алмазоносных эклогитов Сибири. Отмечено, что пластические деформации в алмазе имели то же направление, что и во вмещающих эклогитах, и макроалмазы в некоторых случаях распределяются параллельно направлению деформаций. Р. Дэвис и др. (R. Davies et al., 1998) указывают на то, что алмазы в эклогитах росли «быстро, в поле стресса». Длительность и полистадийность роста алмаза в кимберлитах подтверждают данные о возрасте алмазов 3,2–3,4 млрд лет в кимберлитах трубки Финиш, возраст которых 130–170 млн лет (M. A. Richardson et al., 1998).

Включение эклогитового парагенезиса в алмазах из трубок Мир и Удачная изучали Л. А. Тейлор, Г. А. Снайдер, Н. В. и В. Н. Соболевы, Е. С. Ефимова (L. A. Taylor et al., 1996). Авторы, считают, что включения в алмазах содержат важные данные для моделирования процессов ранних стадий развития Земли, а формирование алмазов и вмещающих их эклогитов происходило в архее и, возможно, синхронно. Минеральные включения состава коэситового эклогита обнаружены в алмазах шахты Роберт-Виктор (Южная Африка) [Shulz, Valley, Spicuzza, 2000] с содержанием Na_2O в гранате $> 0,07\%$. Присутствие твердого раствора клинопироксена в гранате, включенного в алмаз, отмечено Р. С. Муром и Дж. Гарни [Moore, Gurney, 1985]. Содержание Na_2O в гранате-включении достигает 1–2,2 мас. % и интерпретируется как следствие высокобарических условий становления мажоритового граната. У. Гриффин и др. [Griffin et al., 1988] изучали включения в алмазах лампроитов Аргайла (1200 млн лет) и Эллендейла (20–22 млн лет). В лампроитах Аргайла во включениях в алмазах преобладает эклогитовый парагенезис: гранат, омфацит, коэсит, рутил, сульфиды, ильменит и муассанит (SiC). Гранаты характеризуются широкими вариациями содержаний Ca, Mg, Fe и исключительно высокими содержаниями Na и Ti. Некоторые омфациты содержат до 60% жадеита и обогащены калием. Экспериментально показано, что растворимость калия в клинопироксене установлена только при высоком давлении (более 40 кбар). Авторы [Griffin et al., 1988] отмечают неравновесность включений в алмазе, выраженную по-разному: а) присутствием включений «пересекающихся» эклогитового и перидотитового парагенезисов во включениях одного зерна алмаза; б) присутствием, что особо важно, в одних и тех же алмазах многочисленных включений одной и той же минеральной фазы со значительными различиями содержаний главных и примесных элементов. И наконец, распределение элементов между сосуществующими гранатом

и пироксеном в одном и том же алмазе не отражает равновесных отношений между ними. Такое неравновесие У. Гриффин и др. связывают или с ростом алмаза и сравнительно «быстрым» захватом неравновесных включений, или же со сравнительно медленным ростом в изменяющейся (открытой) системе в условиях фракционной кристаллизации гипотетического расплава, состав которого «драматически» менялся во времени.

Приведенные выше данные о минеральных включениях в алмазе эклогитов свидетельствуют прежде всего о неравновесности условий их становления, а также об их «быстром» совместном формировании с эклогитами в условиях пластических деформаций и «стресса». Дополнительная информация об «аномальных» условиях формирования центральных, протогенетических частей алмаза появилась в связи с совершенствованием методов локального анализа состава и строения минеральных включений в алмазах. В частности, во многих работах приводятся свидетельства присутствия в алмазах минералов, становление которых происходит в гипербарических условиях. Так, изучение включений в алмазах алмазоносных эклогитов кимберлитов Лак де Грасс кратона Слейв Канады (Davies et al., 1998) показало присутствие в алмазах из эклогитов включений феррипериклаза и магнезиального перовскита, обнаруженных в 25% алмазов, содержащих включения, причем их количество прямо связано с количеством алмазов в эклогите. По данным этих же авторов, рост алмазов происходил «быстро», в поле стресса. Т. Гаспариком [Gasparik, 2000] приведены данные о включениях $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ – феррипериклаза и магнезиовюстита в алмазах Южной Австралии, Южной Африки, США, Бразилии. Феррипериклаз сосуществует с $[\text{Mg}, \text{Fe}]\text{SiO}_3$ – перовскитом. В эксперименте феррипериклаз получен при давлении 20–24 ГПа и 1800–2000 °С. Содержание Na_2O в периклазах-включениях может достигать 0,8–1,3%, что установлено в эксперименте при давлении 20–22 ГПа и температуре 2000 °С. По данным Т. Стачела и др. [Stachel, Brey, Harris, 2000], феррипериклаз в ассоциации с MgSiO_3 , CaSiO_3 , SiO_2 и тетрагональным альмандин-пироповым гранатом был обнаружен в алмазах Бразилии (Сан-Луис). Исследователи изучили включения в алмазах меловых кимберлитов Либерии и Западной Африки (алмазы Канкан). Обнаруженный во включениях перовскит ранее определялся как ортопироксен. MgSiO_3 – перовскит включений содержит повышенное количество Al_2O_3 (1,1–1,7 вес. %). CaSiO_3 , ассоциированный с феррипериклазом, обладает структурой вальстромита – модификацией CaSiO_3 , устойчивой при давлении 3–10 ГПа. Некоторые из вальстромитов имеют аморфную структуру. В некоторых алмазах обнаружены включения Ca_2SiO_4 – ларнита и CaSi_2O_5 – титанита. В условиях эксперимента установлено [Stachel, Brey, Harris,

2000], что CaSiO_3 – перовскит разлагается на ларнит + CaSi_2O_5 титанит при давлении ниже 12.5 ГПа и превращается в вальстромит при давлении ниже 10 ГПа. Исходя из этого, все три полиминеральные Ca-силикатные включения могут рассматриваться как репродуцированный первичный CaSiO_3 перовскит, выделяющийся из мажорита при давлении 20–21 ГПа. В другой работе (Kaminsky et al., 2001) приведена характеристика включений в алмазах района Жуина штата Мату Гросса Бразилии. В изученной коллекции включений из 475 алмазов обнаружены феррипериклаз, магнезиальный и кальциевый перовскит, кальций-титановый перовскит, титанит, тетрагональный полиморф пиропового граната, стишовит, низкомагнезиальный ильменит, пикроильменит, самородный никель, низкохромовая высокотитанистая шпинель, мажоритовый гранат, неидентифицированная кремнемагнезиевая смесь. Подобного рода включения, вернее их ассоциации, возникают, по мнению авторов, при давлениях 22–25 ГПа. Стишовит присутствует в алмазах совместно с феррипериклазом и с MgSiO_3 – перовскитом. Как и в алмазах Бразилии (Сан-Луис), SiO_2 обнаружен в форме коэсита вместе с Ca-силикатами. В одном из зерен клинопироксена обнаружен симплектит оливина, шпинели и кноррингита (пироп с высоким содержанием Cr_2O_3 – 3,7 и низким содержанием CaO – 0,5 вес. %). Это симплектитовое срастание может быть продуктом разложения фаз Mg_2SiO_4 (рингвудита или вадсдейлита) при формировании клинопироксена из MgSiO_3 и CaSiO_3 – перовскита. В алмазах Канкан, наряду с другими гипербарическими включениями, обнаружен голландит [Stachel, Brey, Harris, 2000]. Экспериментально установлено (Gillett, 2000), что формирование $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – голландита происходит при температуре 2000–2100 °С и давлении 21–23 ГПа. Голландит обогащен Ba, Rb, Sr и ЛРЗЭ, располагающихся в его «тоннельной» структуре. Т. Стачел и др. [Stachel, Brey, Harris, 2000], наряду с наличием в алмазах Канкан гипербарических минеральных включений, отмечает повышенное присутствие мажоритового граната с очень высоким содержанием натрия (до 1,5 вес. % Na_2O). Клинопироксены включений также содержат повышенное количество натрия (4,05–4,89 вес. % Na_2O). Включения в алмазах Канкан (Гвинея) изучены Вернером Есвигом и др. (W. Joswig et al., 1999). В трех алмазах Канкан обнаружены включения CaSi_2O_5 – титанита и ларнита (бета – Ca_2SiO_4) в ассоциации с пирротинном и коэситом; в других алмазах – ассоциация CaSiO_3 – вальстромита, феррипериклаза, ортопироксена совместно с биминеральными оливин-ортопироксеновыми включениями; в некоторых алмазах установлены парагенезисы CaSiO_3 и MgSiO_3 – перовскита и феррипериклаза. Равные модальные пропорции ларнита и CaSi_2O_5 – титанита в одном из алмазов показывают, что первоначально это был простой кристалл CaSiO_3 – перовскита, распавшийся по реакции $3\text{CaSiO}_3 = \text{Ca}_2\text{SiO}_4 +$

CaSi_2O_5 . Перовскит в ассоциации с мажоритовым гранатом устойчив при давлении 20 ГПа. Реакция разложения перовскита на CaSi_2O_5 и Ca_2SiO_4 происходит при давлении меньше 12 ГПа, дальнейшая реакция – переход к CaSiO_3 – вальстромиту – осуществляется ниже 10 ГПа. Тонкие полоски CaSiO_3 между CaSi_2O_5 – титанитом и ларнитом интерпретируются авторами как следствие резкой декомпрессии. Включения в других алмазах так же подверглись многочисленным трансформациям: MgSiO_3 – перовскит превращен в ортоэнстатит и CaSiO_3 – перовскит – трансформирован в CaSiO_3 – вальстромит.

Т. Гаспарик [Gasparik, 2000] экспериментально изучил соотношения сосуществующих феррипериклаза, граната и $[\text{MgFe}]_2\text{SiO}_4$ рингвудита в условиях 22–24 ГПа и температур 1800–2000 °С. Феррипериклаз был найден в природных алмазах Австралии, Южной Африки, США и Бразилии и обнаруживает значительную изменчивость в содержании FeO. Особое внимание при эксперименте обращено на содержание Na_2O в периклазе, достигающее 1 вес. %. В алмазах Бразилии (Сан-Луис) во включениях периклаза содержание Na_2O меняется от 0.8 до 1.3 вес. %. Подобные содержания Na_2O были установлены в феррипериклазе, сосуществующем с гранатом при давлении 20–22 ГПа и 2000 °С. Содержание Na_2O в феррипериклазе в эксперименте Т. Гаспарика изменялось от 0,9–1,2 вес. % при давлении 23 ГПа и $T = 2000$ °С, что совпадает с содержаниями Na_2O , обнаруженными во включениях феррипериклаза в алмазах Бразилии. Содержание Na_2O в эксперименте заметно снижается (0.5 вес. %) при давлении 24 ГПа и 1800 °С вследствие образования новой Na-содержащей фазы.

М. Озима и др. [Ozima, Zashu, Niton, 1983] изучили величины гелиевого изотопного отношения в 27 южноафриканских алмазах, достигающие $3.2 \cdot 10^{-4}$. Это позволило авторам полагать, что начальное гелиевое отношение было значительно выше, чем планетарное ($1.42 \cdot 10^{-4}$), и близко к величине солнечного гелия ($4 \cdot 10^{-4}$). М. Озима и др. [1983] предполагают, что алмазы с высоким гелиевым изотопным отношением ($> 2 \cdot 10^{-4}$) могут быть такими же древними, как и Земля, или же сформированными вскоре после возникновения Земли. Калий-аргоновое изотопное датирование пяти алмазов из трубки Премьер (Южная Африка) позволило определить их возраст в 2.2 млрд лет. Эти же авторы считают, что «изначально “уловленный” (trapped) гелий алмазов подобен солнечному, нежели планетарному, и гелий в алмазах должен быть изолирован от урана и тория со времени формирования Земли». Изучение изотопов неона в кубических алмазах Заира [Ozima, Zashu, 1988] показало, что величины изотопных отношений неона ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 11.5–13.5 и $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 0.047–0.074) свидетельствуют о том, что неон в алмазах является смесью атмосферного и «алмазного» неона, причем

последний содержит неон солнечного типа, захваченный из мантии и нуклеогенный неон, повышенное содержание которого обусловлено его «производством» в алмазе и он не привнесен извне. В этом случае возраст алмаза может быть равен 4 млрд лет при условии содержания в нем 1 ppb урана, чтобы обеспечить появление установленного количества ^{21}Ne .

Приведенные выше особенности состава и строения протогенетических включений в алмазах алмазоносных эклогитов и перидотитов – ксенолитов в кимберлитах позволяют предполагать «необычность» условий зарождения алмазов: резко неравновесных, чрезвычайно высокотемпературных (1800–2000 °С), гипербарических (до 50 ГПа), сочетающихся с резкой декомпрессией, сопровождающейся появлением фаз распада в минералах-включениях, концентрацией в центральных частях зерен алмаза дефектов и дислокаций, присутствием в нем первичных «солнечных» гелия и неона. Условия зарождения протогенетических включений алмазов алмазоносных эклогитов не совсем обычны для земных эндогенных процессов, но оказывается, что такие условия воспроизводятся в процессах кристаллизации расплавов, образованных в метеоритах, подвергшихся импактному воздействию.

Выявлены гипербарические минеральные ассоциации метеоритов, подвергшихся импактному (шоковому) воздействию. Х. Мори (Mori, 1994) изучены индуцированные шоковым воздействием фазовые преобразования в хондрите. В силикатных расплавных жилах установлено присутствие шпинели, граната (Ca, Na, K) $(\text{Al, Si})_4\text{O}_8$ – голландита и $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$ перовскита, образованных при давлении 23–28 ГПа и T – 2400–2800 °С.

Метеорит Загами, изученный Ф. Лангенхорстом и Ж. Порье [Langenhorst, Poirier, 2000a, б], имеет «молодой» первичный возраст – 180 млн лет, возраст импактных преобразований соответствует 3 млн лет. Минералогия метеорита проста: главные минеральные фазы – авгит, пижонит и маскелинит (полевой шпат, аморфизованный при ударном сжатии). В первой статье авторы [Langenhorst, Poirier, 2000a] охарактеризовали минеральные ассоциации, представленные стишовитом, KAlSi_3O_8 – голландитом и К-содержащим омфацитом. В дальнейшем они же [Langenhorst, Poirier, 2000б] идентифицировали другие гипербарические фазы в жилках расплава, расположенных в пироксене и маскелините. Жилки, находящиеся в маскелините, полностью закристаллизованы по краям, содержат главным образом омфацит – Na и Al-содержащий пироксен. В центральной части таких жилок в стекловатой массе находится поликристаллический агрегат К-голландита и стишовита. Дальнейшее изучение показало присутствие поликристаллов обогащенного Ca-Na-голландита, подобных К-голландиту. В пироксенах, наряду с жилками расплава, отчетливо фиксируются явления распада

твердого раствора и появление ламелл пижонита в авгите. Тонкие жилки расплава в пироксене содержат мелкие (< 10 нм) кристаллы вюстита и стишовита. Эти минералы декорируют аморфные скопления, представленные фазой, близкой по составу к энстатиту ($Mg_{0.64}Fe_{0.31}Ca_{0.01}SiO_3$). Ее определяют как высокобарическую фазу энстатита – акимотоит. Другая кристаллическая фаза в «пироксеновых» жилках представлена фазой ($Mg_{0.4}Fe_{0.4}Ca_{0.2}Si_2O_5$ – псевдобрукита – армалколита, впервые установленного в лунных базальтах. Армалколит – высокобарическая фаза, как и $CaSi_2O_5$ синтезирован при давлении около 10 ГПа. Ряд данных позволяет авторам [Langenhorst, Poirier, 2000б] считать, что жилы затвердевали путем кристаллизации расплава (жидкости). Присутствие многочисленных идиоморфных кристаллов в жилах указывает на кристаллизацию из расплава, в то время как девитрификация стекла приводит к образованию сферулитовых, дендритовых или микрокристаллических фиброидных структур. В процессе остывания, кристаллизации и выделения скрытого тепла фронт затвердевания движется от краев внутрь жилок. Когда в ее центре встречаются два фронта кристаллизации, жилка затвердевает. Ф. Лангенхорст и Ж. Порье [2000б] показали, что жилы почти всегда полнокристаллические, а это в свою очередь может быть обусловлено очень быстрой нуклеацией, приводящей к быстрой кристаллизации. В центральной части жилок находятся минеральные ассоциации, показывающие более высокие давления, чем минеральные ассоциации их краев. Агрегаты поликристаллического голландита в центре жил фиксируют давление < 23 ГПа, в то время как пироксены, наблюдаемые в краях жил, могут формироваться при давлениях > 10 ГПа. Стабильной фазой, кристаллизующейся при давлении > 24 ГПа, является перовскит, который может ассимилировать большое количество Са, определяя появление авгита и пижонита. Аморфная гипербарическая фаза, присутствующая в стекле, могла быть перовскитом, аморфизованным в условиях декомпрессии. Гипербарические условия образования и кристаллизации расплавов подтверждаются присутствием акимотоита, сосуществующего с аморфизованным перовскитом. Кристаллы перовскита в условиях декомпрессии и понижения температуры распадаются с выделением вюстита и стишовита по периферии аморфизованных зерен перовскита. Идиоморфные кристаллы акимотоита и силиката-титанита присутствуют обычно в тонких жилах и имеют размер зерен (100 нм), подобный «перовскитовым», что также свидетельствует о том, что акимотоит и силикат-титанит кристаллизовались из высокобарического расплава. Присутствие одних и тех же минералов в центральных, протогенетических включениях в алмазах и минералов, образованных в процессе кристаллизации импактных расплавов

в метеоритах, позволяет использовать эти данные для оценки возможных условий формирования протогенетических включений в алмазах алмазоносных эклогитов.

Проведено сопоставление минеральных включений в алмазах и минеральных новообразований в метеоритах, подвергшихся импактному воздействию. Весьма примечательно сходство зональных включений пироксена в алмазе [Буланова и др., 1993] и зонального пироксена в импактных силикатных стеклах метеорита Загами [Langenhorst, Poirier, 2000a, б]. В исходном составе метеорита первичная фаза калиевого полевого шпата отсутствует и К-голландит новообразован в процессе кристаллизации силикатного стекла в условиях, установленных экспериментальным давлением 21–23 ГПа и температурой $T = 2000\text{--}2100\text{ }^{\circ}\text{C}$. Во включениях в алмазах и в силикатном стекле импактно преобразованных метеоритов распространены шаровидные включения самородного железа. В импактных стеклах метеоритов и в алмазах алмазоносных эклогитов [Gasparik, 2000; Stachel, Brey, Harris, 2000] присутствуют феррипериклаз, магнезиовюстит, синтезированные при давлении 20–24 ГПа и $T = 1800\text{--}2000\text{ }^{\circ}\text{C}$. В алмазах Канкан Т. Стачелом установлена ассоциация MgSiO_3 перовскита и голландита, уже отмечавшегося во включениях в алмазах других регионов, а также в импактно преобразованном шерготтите. При высоком давлении из силикатного импактного расплава кристаллизуются акимотоит (высокобарический энстатит) и силикатный титанит, уже отмечавшийся выше во включениях алмаза (Joswig et al., 1999). Следует подчеркнуть, что, по данным Ф. Лангенхорста и Ж. Порье [Langenhorst, Poirier, 2000a, б], с использованием «шок-барометров» установлено начало преобразования метеорита Загами при давлении 30 ГПа, а кристаллизация устойчивых фаз, в том числе и перовскита, при давлении > 24 ГПа. Ферромагнезиальная высокосиликатная фаза (возможный аналог установленного в Загами титанита $[\text{Mg}_{0.4}\text{Fe}_{0.4}\text{Ca}_{0.2}]\text{Si}_2\text{O}_5$, обнаруженная также Т. Стачелом [2000] в алмазах Канкан) экспериментально получена при давлении 50 ГПа из оливина. Перовскит $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$, обнаруженный во включениях в алмазах Канкан [Stachel, Brey, Harris, 2000], установлен так же в импактно преобразованном метеорите Загами [Langenhorst, Poirier, 2000a, б] в импактно преобразованном хондрите вместе с (Ca, Na, K) -голландитом (Mori, 1994).

Принципиально значимой и также «общей» для минералов-включений в алмазах и минералов, новообразованных в процессе импактного преобразования метеоритов, является их общая геохимическая особенность – обогащение Na, K и Rb и особенно Sr.

Все вышесказанное позволяет констатировать значительное сходство минерального состава, геохимических особенностей протогенетических минералов-включений в центральных частях алмаза и новообразованных минералов в силикатных импактных

стеклах метеоритов – шерготтитов и хондритов. С учетом экспериментальных данных, формирование этих минеральных ассоциаций в протогенетических включениях в алмазах и минеральных новообразованиях в импактных стеклах импактно преобразованных метеоритов может происходить в высокотемпературных и гипербарических условиях. В обоих случаях отмечается неравновесность минеральных ассоциаций и аномальные геохимические особенности (обогащение Na, Sr, K, Rb). Все это позволяет предполагать, что начальные стадии формирования алмаза в алмазоносных эклогитах могут быть сходными с условиями образования и кристаллизации расплавов, полученных при импактном (шоковом) преобразовании метеоритов. Таким образом, находят объяснение чрезвычайно необычные состав, строение и условия образования протогенетических включений в алмазах алмазоносных эклогитов, сочетающие необычайно высокие давления (до 50–70 ГПа) и высокие температуры (до 2000 °С), а также присутствие в этих минералах признаков декомпрессии – процессов экссолюции – появления в минералах отчетливо выраженных фаз распада. С учетом сходства состава и условий становления протогенетических включений в алмазах алмазоносных эклогитов и импактно преобразованных метеоритов целесообразен поиск ответа на вопрос: имеются (сохранились) ли в алмазоносных эклогитах свидетельства их формирования в условиях, сопоставимых с условиями формирования протогенетических включений в алмазах?

Эклогиты – глубинные ксенолиты кимберлитов – алмазоносны и обладают признаками высокобарического происхождения. Распространенность эклогитов в основании коры или в верхней мантии оценивается неоднозначно. По мнению Д. Шульца [Shulz, Valley, Spicuzza, 2000], от 3 до 15% мантии (по объему) Южно-Африканского и Сибирского кратонов сложено эклогитами. Существование в верхней мантии Сибирского кратона аномально высоких и близких к эклогитовым значениям V_p (8.6–8.9 км/с) установлено в пределах Мало-Ботуобинского и Далдыно-Алакитского кимберлитовых полей [Суворов и др., 1989]. Окружающая эти поля мантия имеет скоростные характеристики V_p – 8.0–8.2 км/с и, в отличие от эклогитового состава мантии кимберлитовых полей, предположительно, перидотитовый состав. Выполненные в пределах Мирнинского кимберлитового поля детальные работы методом ГСЗ по двум профилям [Ваганов, 2000] также позволили обнаружить высокие значения граничной скорости, достигающие 8.6–9.0 км/с, проявленные на фоне «нормальных» скоростей 7.9–8.2 км/с. В нижней части консолидированной коры на глубинах около 30 км зафиксирована отражающая граница, которая образует антиклинальное поднятие с амплитудой 3–4 км. В верхней части коры на глубине 6–10 км выделяется преломля-

ющая граница с граничной скоростью 6.5–6.6 км/с, которая так же образует антиклинальное поднятие с аналогичной амплитудой. По поверхности кристаллического фундамента на участке протяженностью около 15 км, соответствующем наиболее приподнятому положению двух рассмотренных границ, наблюдаются повышенные значения граничной скорости (около 6.6 км/с). Выявленные особенности сейсмологического разреза позволяют наметить в земной коре вертикальную зону, характеризующуюся различными аномальными свойствами на разных уровнях глубин. В плане эта аномальная вертикальная сейсмогеологическая зона имеет эллипсовидную форму с длинной осью, ориентированной в северо-восточном направлении. Протяженность этой оси не превышает 60, а короткой оси – не более 30 км. Весьма примечательно распределение граничных скоростей по поверхности верхней мантии. В центральной части зоны фиксируются значения, превышающие 8.2 км/с (до 8.6 и более). Высокоскоростная часть зоны обрамляется поясом с пониженными граничными скоростями (менее 8.2 км/с). Все известные кимберлитовые трубки Мирнинского поля концентрируются в высокоскоростной части зоны. В целом распределение аномальных значений граничных скоростей под кимберлитовым полем характеризует ареал изометричной формы, в отличие от сопредельных территорий, где отсутствуют проявления кимберлитового магматизма. Приведенные данные позволяют предполагать, что высокоскоростные области поверхности М Мирнинского кимберлитового поля могут быть ассоциированы с областью распространения в мантии высокоплотного домена, возможно, эклогитового, что еще раз подтверждает ассоциированность кимберлитов с эклогитами.

Т. Айрленд и др. [Ireland, Rudnick, Spetsius, 1994] считают, что распространенность эклогитов сопоставима в архейских кратонах с распространением ТТГ комплексов, но эклогиты остались погруженными в мантии и не выведены на близповерхностный уровень. По минеральному составу эклогиты разделяются [Доусон, 1983] на плагиоклазсодержащие, алмаз- и графитсодержащие, корунд- и кианитсодержащие; выделяется также группа гроспидитов-амфиболовых, кварцевых, ортопироксеновых эклогитов. Плагиоклазовые эклогиты по мере роста количества в них полевых шпатов переходят в гранулиты, присутствующие в ксенолитах кимберлитов Якутии и Африки. Дж. Доусон [1983] отмечает, что в одном небольшом ксенолите эклогита из трубки Робертс Виктор наблюдаются заметные изменения их состава и строения, сочетающиеся с признаками деформаций эклогитов «в анизотропном поле напряжений». Применительно к вопросу генезиса эклогитов особенно важны соотношения химического состава базальтов и эклогитов. Отмечено [Доусон, 1983], что их «эквивалентный» химический состав не отражает двух главных петрохимических различий между ними: прак-

тического отсутствия в эклогитах калия, появление которого в эклогитах обычно связано с присутствием в них вторичных флогопита и амфибола. Подчеркивается неоднородность состава и строения эклогитов, свидетельства их кристаллизации в условиях активных динамических напряжений, а также резкой декомпрессии, обуславливающей в эклогитах появление минеральных фаз распада твердых растворов в гранате и пироксене. Постепенные изменения химического состава, а также количественных соотношений граната, клино-, ортопироксена и плагиоклаза в серии гранатовый гранулит-гранатовый пироксенит-эклогит дают основание Дж. Доусону [1983] предположить, что эти породы могут быть связаны родственными соотношениями. Отмечается значительная роль процессов экссолюции – распада твердых растворов при выделении минералов эклогитов, а также признаки деформаций в минералах, «деформаций в анизотропном поле напряжений, за которыми следовала субсолидусная реакция между ранее существовавшими фазами» [Доусон, 1983, с. 177]. Установлено присутствие граната, выделившегося в виде ламелл и зерен из твердого раствора ранее существовавшего высокоглиноземистого клинопироксена. Характерно, что случаи симплектитового срастания (появление в гранате симплектита ортопироксен-клинопироксен-плагиоклаз магнетит) отмечены в мафических гранулитах Бразилии (Coudhuri, Silva, 2000). Считается, что появление симплектитов, так же как и в эклогитах, результат изотермической декомпрессии. Симплектиты отмечены так же в гранулитах Антарктиды (Hurley, 1983).

По данным С. Эль Фадили и др. [El Fadili, Demiffe, Andre, 1998], в ксенолитах кимберлитов Заира присутствуют биминеральные и кианитсодержащие эклогиты, в которых отмечены важные для интерпретации их генезиса особенности. В биминеральных эклогитах отмечается наличие клинопироксена с «губчатой» текстурой – присутствием в нем симплектита – диопсид + плагиоклаз (An_{15}), формирование которого авторы, с учетом экспериментальных данных, связывают с процессами экссолюции, вызванной резкой декомпрессией. В этих же участках сохраняются «пятна» и «жилы» девитрифицированного стекла, количество которого в эклогитах может достигать ~ 30%. В стекле, частично девитрифицированном, обнаружены гранат, омфациит, плагиоклаз (An_{90}), цоизит и флогопит. Немногочисленные зерна кварца в эклогите окружены радиальными трещинами, что позволяет авторам полагать, что «первичная» фаза SiO_2 была представлена коэситом. Присутствие коэсита отмечено в ассоциации с кианитом и санидином (?) в алмазоносных эклогитах из ксенолитов кимберлитов Робертс Виктор Южной Африки [Shulz, Valley, Spicuzza, 2000]. Содержание жадеита в клинопироксене биминеральных эклогитов – 19–40, в кианитовых эклогитах – 37–

48 мол. %. Весьма характерно присутствие в клинопироксене зерен и ламелл граната. Д. Демифф и др. (D. Demiffe et al., 1998) отмечают присутствие в клинопироксенах эклогитов из ксенолитов в кимберлитах Касаи (Конго) – ламелл граната, сформированных в результате процессов экссолюции – распада твердого раствора в условиях резкой декомпрессии. В результате этого же процесса образована «губчатая» структура пироксена – появление в нем симплектита диопсида и плагиоклаза (An_{8-17}). Отмечено, что в образцах, где имеются ламеллы граната в клинопироксене, появляются и каймы граната вокруг клинопироксена.

Применительно к проблеме происхождения эклогитов определенный интерес представляют результаты изотопно-геохимического изучения ксенолитов эклогитов из кимберлитов Южной Африки. Дж. Шеривас и др. [Sherivas et al., 1988] выделяют следующие их разновидности:

– группа А характеризуется высокой магнезиальностью, присутствием акцессорных ортопироксена и оливина, низкожадеитового и обогащенного Sr клинопироксена, обогащенного Mg и Sr граната, обогащенного ЛРЗЭ клинопироксена; сравнительно нерадиогенными Sr и Nd изотопными характеристиками: $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7042-0.7046$; ϵNd от -14 до -16 ;

– группа В имеет средние содержания жадеита в клинопироксене, содержит железистый гранат, низкое количество некогерентных элементов в породе, деплетированный ЛРЗЭ клинопироксен; исключительно деплетированный ЛРЗЭ и высокообогащенный ТРЗЭ гранат, сравнительно радиогенные изотопные характеристики стронция – $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7087-0.7100$;

– группа С характеризуется высокожадеитовым клинопироксеном, обогащенным СаО гранатом, низкими содержаниями РЗЭ, присутствием положительной Eu аномалии в гранате и пироксене; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7083-0.7100$; ϵNd от $+46$ до $+110$.

Эклогиты, относимые к группе А, не содержат алмазов. Алмазоносные эклогиты групп В и С могут представлять собой одну группу. Изотопно-геохимические характеристики эклогитов и, в частности, их отчетливо выраженная аномальная деплетированность (ϵNd до $+110$), проявленная на фоне присутствия в них радиогенно обогащенного стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7083-0.7100$), позволяют, наряду с другими данными, подойти к оценке вопросов происхождения алмазоносных эклогитов. К. Нилом и др. (K. Neal et al., 1990) среди изученных ксенолитов эклогитов из кимберлитов Беллсбанк (Южная Африка) установлены разновидности А, В и С по классификации Дж. Шериваса [Sherivas et al., 1988], и предполагается, что эклогиты этих групп, особенно группы А, по сравнению с группами В и С не взаимосвязаны и не могут быть продуктом простого

фракционирования «первичного» расплава. Наиболее деплетированный эклогит имеет величину $\epsilon\text{Nd} +219$ и содержание $\text{Nd} = 0.13 \text{ ppm}$, в то время как вмещающий его кимберлит – $\epsilon\text{Nd} - 10$ и содержание $\text{Nd} = 182 \text{ ppm}$. Модельные возраста эклогитов В, С: 2.8; 2.39; 2.66; 3.98 млрд лет. Величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наиболее деплетированном эклогите ($\epsilon\text{Nd}(120) +219$) равна 0.710–0.711.

Завершая характеристику эклогитов – ксенолитов из кимберлитов, – следует подчеркнуть определенные особенности их состава и строения, которые могут быть использованы для оценки их происхождения:

- присутствие эклогитов в ксенолитах из кимберлитов разного возраста – от докембрийских до мезозойских;

- сходные особенности состава и строения эклогитов-ксенолитов независимо от возраста кимберлитов и их местонахождения;

- устойчивые раннедокембрийский возраст ксенолитов эклогитов (2–3.5 млрд лет) и разобщенность возраста ксенолитов эклогитов и возраста вмещающих их кимберлитов;

- выделение в разных регионах мира эклогитов трех групп – преимущественно неалмазоносных эклогитов группы А, содержащих ортопироксен и близких иногда к пироксенитам и преимущественно алмазоносных эклогитов групп В и С;

- отличительная особенность алмазоносных эклогитов групп В и С – обогащенность их в целом натрием и стронцием, деплетированность Mg, обогащенность железом, значительная деплетированность по величинам ϵNd до +230 и, наоборот, радиогенная обогащенность стронцием – $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ до 0.7100 и выше;

- существенная особенность ксенолитов алмазоносных эклогитов – их раннедокембрийский (архейский) возраст, близкий так же к докембрийскому возрасту находящихся в них алмазов;

- присутствие в эклогитах-ксенолитах в кимберлитах, как и во включениях в алмазах, высокобарических фаз (коэсит, мажорит), свидетельства проявления в них процессов резкой декомпрессии («губчатая» структура клинопироксена симплектит (диопсида и плагиоклаза), ламелли клинопироксена в гранате и граната в клинопироксене).

Ряд особенностей строения и состава эклогитов-ксенолитов в кимберлитах свойствен и протогенетическим минеральным включениям в алмазах, свидетельствуя, наряду с вышеприведенными признаками, о возможном сопроисхождении центральных протогенетических зон алмазов и вмещающих их эклогитов:

– радиологические данные свидетельствуют о синхронном – раннедокембрийском происхождении минеральных включений в алмазах и вмещающих алмазы эклогитов;

– протогенетические центральные минеральные включения в алмазах и вмещающие их эклогиты сохранили свидетельства их зарождения в резко неравновесных условиях и в условиях полей анизотропных напряжений;

– гипербарические условия сопроисхождения протогенетических минеральных включений в алмазах и алмазоносных эклогитов подтверждаются присутствием в них и других мажорита и коэсита;

– присутствие в минералах-включениях в алмазах и минералах эклогитов явлений экссолюции – распада твердых растворов является свидетельством воздействия на них процессов резкой декомпрессии.

Приведенные выше данные говорят в пользу предположения о сопроисхождении высоко- и гипербарических протогенетических частей алмазов и вмещающих их эклогитов, сохранивших, судя по некоторым особенностям состава и строения минералов, признаки их происхождения в высокотемпературных и гипербарических условиях, а также свидетельства проявления в эклогитах, так же как и в алмазах, процессов экссолюции – распада твердых растворов в условиях резкой декомпрессии. Таким образом, можно предполагать, что зарождение алмазов, их центральных протогенетических частей, так же как и протолита эклогитов, происходило в гипербарических условиях и сменилось в дальнейшем резким падением давления – декомпрессией.

На одном из положений синхронной – раннедокембрийской кристаллизации протогенетических частей алмазов и протолита эклогитов из расплава в особых (высоко- и гипербарических условиях) следует остановиться особо, так как многие, если не большинство исследователей (за исключением сторонников субдукционного генезиса эклогитов), считают, что эклогиты (и алмазы) образовывались путем кристаллизации первичных базальтовых расплавов. Протолитом эклогитов, по мнению исследователей (Ringwood, Green, 1966), являются океанические толеиты, которые в процессе субдукции при повышении давления трансформируются в кварцевые эклогиты. В дальнейшем из них выделяются кварцсодержащие известково-щелочные магмы с остатком кварцевого эклогита [Smith, Ludden, 1989]. Другие исследователи [Sherivas et al., 1988] (Taylor, Neal, 1989), выделившие эклогиты группы А, В, С, отмечают, что эклогиты группы А имеют мантийный протолит. Третья группа исследователей [Smith, Ludden, 1989] (Caprocuscio, Smyth, 1990) считает, что эклогиты представляют собой кумуляты эволюционирующих базальтовых расплавов. По мнению Т. Айрленда и др. [Ireland, Rudnick, Spetsius, 1994], эклогиты, в значительных объемах образуются как рестит при

формировании ТТГ из протолита базальтового состава. Эклогиты в ксенолитах в кимберлитах в значительной мере изменены воздействием флюидов, связанных с кимберлитами, и поэтому не могут быть использованы в качестве первичных данных для объяснения механизма их образования. Для этого, по мнению Т. Айрленда, могут быть использованы данные по геохимии и изотопной геохимии «чистых» минералов, выделенных из включений в алмазах эклогитов. Т. Айрлендом и др. [1994] изучены алмазосодержащие эклогиты из кимберлитов Далдын-Алакитского поля кимберлитов Якутии, содержащие октаэдрические алмазы размером 3–6 мм с включениями граната и омфацита. Сопоставление расчетного химического состава «первичных» эклогитов (по составу граната и пироксена включений в алмазе) показывает, что эти «первичные» эклогиты по петрохимическим характеристикам заметно отличаются от базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) и близки к архейским базальтам базальт-коматиитовых серий. Авторы [Ireland, Rudnick, Spetsius, 1994] считают, что формирование первичных эклогитов происходило при высоком давлении, и они являются гранатсодержащими кумулятами или реститом, равновесным с расплавом. Таким образом, свидетельством возможного комплементарного сопроисхождения первичных эклогитов и ТТГ являются для эклогитов – деплетирование ЛРЗЭ, обогащение ТРЗЭ, и наоборот для ТТГ – их обогащение ЛРЗЭ и их деплетирование ТРЗЭ. Х. Роллинсон [Rollinson, 1997] сопоставил состав главных петрогенных элементов эклогитовых ксенолитов из кимберлитов Койду, Сьерра-Леоне, коматиитовых базальтов зеленокаменных поясов и архейских серогнейсовых комплексов Сьерра-Леоне (Западная Африка). Комплементарная природа эклогитов из ксенолитов в кимберлитах и гранитоидных расплавов (ТТГ) иллюстрируется Х. Роллинсоном в системе диаграмм $\text{SiO}_2 - \text{MgO}, \text{CaO}, \text{Al}_2\text{O}_3$, где сопоставлен состав эклогитов и коматиитовых базальтов, используемых в эксперименте в качестве исходного материала для плавления. Сопоставлен (в тех же координатах) состав природных ТТГ Западно-Африканского кратона (Сьерра-Леоне), эклогитов Койду и архейских базальтов зеленокаменного пояса Сулу. На обеих – экспериментальной и природной – сериях диаграмм эклогиты располагаются на линии смешения между базальтами и ТТГ, подтверждая тем самым их комплементарность и возможную модель сопроисхождения. Низкомagneзиальные эклогиты Койду дополнительно были изучены М. Бартом и др. (Barth et al., 2001), показавшими, что эти эклогиты комплементарны по главным элементам архейским ТТГ и произведены из протолита, состав которого близок к составу архейских базальтов Сулу.

Результаты экспериментального исследования соотношений эклогитов и ТТГ приведены в работе Р. Раппа и др. [Rapp, Watson, Miller, 1991]. В качестве исходного

материала в эксперименте были использованы низкокальциевые базальты, близкие по составу к архейским коматиитовым базальтам. В одном из экспериментов ($P = 22$ кбар, $T = 1050$ °C) сосуществуют диспергированный трондьемитовый расплав с реститовыми гранатом, клинопироксеном и рутилом. В условиях давления 32 кбар и $T = 1100$ °C формируется тот же трондьемитовый расплав, а в матриксе рестита присутствуют клинопироксен, гранат и рутил. Р. Рапп и др. [1991] указывают на сходство петрохимического состава архейских тоналитов и трондьемитов с расплавами такого же состава, полученными в ходе эксперимента. Отмечая деплетированность архейских ТТГ ТРЗЭ, Р. Рапп и др. [1991] приводят расчеты распределения РЗЭ исходя из их начального содержания в исходном экспериментальном материале и коэффициентов распределения РЗЭ между фазами минерал – рестит – расплав. В условиях давления 32 кбар и $T = 1100$ °C (33 вес. % трондьемитового расплава и эклогитовый рестит), так же как и в условиях 16 кбар и 1025 °C (46 вес. % тоналит-трондьемитового расплава и гранат-амфиболитовый рестит), РЗЭ сильно фракционированы (величины нормированных отношений лантан – иттербий от 18 до 30), расплавы деплетированы ТРЗЭ, со слабовыраженной европиевой аномалией, демонстрируя тем самым распределение РЗЭ, подобное их распределению в типичных архейских ТТГ. Экстракция значительных объемов ТТГ, по мнению Р. Раппа и др., облегчается высокой степенью частичного плавления и суспензионной природой эклогитового рестита при давлении 22 кбар; сегрегация, аккумуляция и подъем магм могут облегчаться деформационными «триггерами».

Проблема происхождения архейских тоналитов – гнейсовидных и мигматитовых тоналитов, трондьемитов и гранодиоритов – «серых гнейсов», «ТТГ-серий» – рассматривалась также В. Хамилтоном [Hamilton, 1998a, б]. По его данным, архейские тоналиты характеризуются фракционированными трендами РЗЭ с деплетированием ТРЗЭ, обусловленным появлением рестита, обогащенного гранатом при повышении давления. Предположение о том, что архейские реститы были более обогащены гранатом, следует также из присутствия в архейских тоналитах положительной Eu аномалии, контрастирующей с отрицательной Eu аномалией в постархейских тоналитах и гранитоидах (С. Тейлор, С. Мак-Леннан, 1988).

В целом приведенные материалы свидетельствуют о возможном и экспериментально подтвержденном предположении о сопроисхождении в высокобарических условиях ТТГ и эклогитов.

Импактные процессы в течение ранних стадий развития Земли вполне вероятно могли вызывать глубокие преобразования ее поверхности, возникновение и длительное существование (становление) возникших при соударении гигантских термических ано-

малый. В том случае, если предположить существование на поздних стадиях аккреции магматического океана на поверхности Земли, то взаимодействие импактора с расплавом, возможно, сопровождалось его преобразованием, сущность которого в свете экспериментальных данных может заключаться в разделении пород мишени на «всплывающий» расплав ТТГ состава, ассоциированный с гранулитами и амфиболитами, и «погружающийся» алмазоносный эклогитовый рестит. Необходимо отметить, что известные сегодня данные об импактных структурах [Мелош, 1994] накладывают определенные ограничения на предлагаемую модель. Эти ограничения, в частности, касаются малой вероятности значительной продолжительности высокобарических условий преобразований вещества в короткоживущем импактном процессе, проявленном во взаимодействии импактор – твердая мишень. Вероятность таких длительных преобразований, обеспечивающих явления дифференциации, может лишь гипотетически предполагаться в связи с гигантскими масштабами импактных процессов в ранней истории Земли и на стадии поздней аккреции и взаимодействии импактора с расплавом первичного магматического океана. В процессе ударного взаимодействия импактора и базальтовой мишени в начальные стадии этого процесса происходит частичное или полное испарение импактора, образование дистальных выбросов расплавленного материала мишени (сферулы стекол базальтового состава), формирование значительных по экстенсивным параметрам импактных структур. В дальнейшем эти структуры могли «...затягиваться с поверхности в условиях пластичной протокоры», что сопровождалось «образованием гигантских ударных кольцевых бассейнов диаметром в тысячи километров» (В. Л. Масайтис и др., 1980, с. 210). Следует при этом подчеркнуть, что В. Л. Масайтис, рассматривая ударные кольцевые структуры, имел в виду «твердую мишень». Импактное взаимодействие импактора и вещества базальтового океана могло приводить к существенному преобразованию вещества мишени. Существование этого преобразования, как уже отмечалось, предположительно заключается в делении (дифференциации) вещества базальтовой мишени на «легкий» субстрат ТТГ и «тяжелый» алмазоносный эклогитовый рестит. Здесь необходимо еще раз упомянуть о противоречии этого предположения данным изучения процессов импактного кратерообразования, которые не допускают какой-либо длительности этого процесса и продолжительного сохранения высокобарических условий в подвергающемся ударному сжатию веществе. И тем не менее, становление созданных импактными процессами термических аномалий могло сопровождаться, в соответствии с экспериментальными данными [Rapp, Watson, Miller, 1991], дифференциацией расплава мишени. Процесс глубинного фракционирования, предположительно, сопровож-

дается отделением и подъемом к поверхности «легкого» вещества ТТГ и погружением «тяжелого» эклогитового рестита.

В различных планетологических построениях состав магматического океана считается базальтовым, хотя правильнее предполагать его околохондритовый состав, близкий преимущественно низкожелезистым L-хондритам, или состав H-хондрита. Установлено, что эти хондриты по-разному ведут себя в процессе шокового ударного метаморфизма: в импактных расплавах L-хондритов происходит их дифференциация с образованием гипербарических минеральных полевошпатовых и клинопироксеновых фаз [Langenhorst, Poirier, 2000а, б]. Изучение импактных расплавов, сформированных в веществе H-хондритов (эксперимент и природные хондриты), показало [Xie et al., 2001], что в этих хондритах в условиях шокового метаморфизма происходит их «простое» плавление, но не дифференциация расплава и новообразование гипербарических минеральных фаз. Можно предполагать, что на поздних стадиях аккреции состав магматического океана был близок к хондритовому и активное «перемешивание» магматического океана частой метеоритной бомбардировкой не способствовало дифференциации магматического расплава, который частично сохранял неоднородность, соответствующую составу L- или H-хондритов. В том случае, когда импактной мишенью было вещество, близкое по составу L-хондритам, происходило разделение вещества мишени на «всплывающий» ТТГ расплав и «погружающийся» эклогитовый алмазоносный рестит. Свидетельством такого раннего формирования алмазоносного эклогитового рестита и, соответственно, древнейшей сиалической ТТГ протокры могут служить данные об изотопном составе гелия в алмазах алмазоносных эклогитов. М. Хонда и др. [Honda et al., 1987] обнаружили в алмазах величины изотопного отношения неона ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$) значительно выше, чем атмосферные и близкие к солнечным. М. Озима и др. [Ozima, Zashu, Niton, 1983] изучили величины гелиевого изотопного отношения в 27 южноафриканских алмазах, достигающие $3.2 \cdot 10^{-4}$. Это позволило авторам полагать, что начальное гелиевое отношение было значительно выше, чем планетарное ($1.42 \cdot 10^{-4}$), и близко к величине солнечного гелия ($4.10 \cdot 10^{-4}$). М. Озима и др. [Ozima, Zashu, Niton, 1983] предполагают, что алмазы с высоким гелиевым изотопным отношением ($> 2.10 \cdot 10^{-4}$) могут быть такими же древними, как и Земля, или же формировались вскоре после ее возникновения. М. Озима и др. [Ozima, Zashu, Niton, 1983], считают, что изначально «уловленный (trapped) гелий алмазов подобен солнечному скорее, чем планетарному, и гелий в алмазах должен быть изолирован от урана и тория со времени формирования Земли». Изучение изотопов неона в кубических алмазах Заира [Ozima, Zashu, Niton, 1988] показало, что величины изотопных отношений неона

($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 11.5–13.5 и $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ 0.047–0.074) свидетельствуют о том, что неон в алмазах является смесью атмосферного и «алмазного» неона, причем последний содержит неон солнечного типа, захваченный из мантии, и нуклеогенный неон, повышенное содержание которого обусловлено его «производством» в алмазе и он не привнесен извне. В этом случае возраст алмаза может быть равен 4 млрд лет при условии содержания в нем 1 ppb урана, чтобы обеспечить появление установленного количества ^{21}Ne . Рассматриваемая модель импактного формирования сиалической протокры, возможно, применима к образованию древнейшей протокры, образование и преобразование которой происходило в интервале 4.4–3.5 млрд лет. Можно предположить, что в этом же временном интервале, как и в дальнейшем в интервале 3.5–2.5 млрд лет, происходило так же в связи с импактными событиями формирование базальт-коматиитовых ассоциаций, в том случае когда импактной мишенью служило вещество состава Н-хондритов. Возможно, подобным образом формировались древнейшие базальт-коматиитовые ассоциации, в основании которых не обнаруживается присутствие сиалической протокры. По-иному могли формироваться те же ассоциации, когда их формирование происходило на древнем сиалическом основании. В таких условиях формировались рассматриваемые далее интракратонные оvoidные впадины, в основании которых обнаруживается сиалическая протокры.

ЛИТЕРАТУРА

Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы / В. Л. Масайтис (ред.), М. С. Машак, А. И. Райхлин, Т. В. Селивановская, Г. И. Шафрановский. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 179 с.

Буланова Г. П., Барашков Ю. П., Тальникова С. Б., Смелова Г. Б. Природный алмаз – генетические аспекты. Новосибирск: Наука, Сиб. изд. фирма, 1993. 168 с.

Ваганов В. И. Алмазные месторождения России и мира (Основы прогнозирования). М.: Геоинформарк, 2000. 371 с.

Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.

Мелеш Г. Образование ударных кратеров: геологический процесс. М.: Мир, 1994. 336 с.

Суворов В. Д., Балакшкин Г. Д., Корзилов А. Н. и др. Глубинное строение Малоботуобинского и Далдын-Алакитского районов по данным ГСЗ // Геофизические методы прогноза, поисков и разведки месторождений алмазов. М., 1989. С. 11–16. (Труды ЦНИГРИ, № 237).

El Fadili S., Demiffe D., Andre L. Origin of eclogite nodules from the Mbuju Mayi kimberlites (Kasai, Zair): subducted oceanic crust. 7 KC, 1998.

Gasparik T. Evidence for the transition zone origin of some [Mg, Fe]O inclusions in diamonds // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. Vol. 183, iss. 1–2. Pp. 1–5.

Glikson A. Y. Early Precambrian tonalite-trondhjemite sialic nuclei // *Earth-Science Reviews*. 1979. Vol. 15. Pp. 1–73.

Green D. H. Archean greenstone belts may include equivalent of lunar mare? // *Earth Planet Sci Lett*. 1972. Vol. 15. Pp. 263–270.

Grieve R. Impact bombardment and its role in protocontinental growth on the early Earth // *Precambrian Research*. 1980. Vol. 10, no. 3/4. Pp. 217–249.

Griffin W. L., Jaques A. L., Sie S. H. et al. Condition of diamond growth: a proton microprobe study of inclusions in West Australia diamonds // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1988. Vol. 99, no. 2. Pp. 143–158.

Hamilton W. B. Earth's first two billion years – The era of internally mobile crust // *4-D Framework of Continental Crust*. The Geological Society of America Memoir, 2007. Pp. 233–296. DOI: 10.1130/2007.1200(13)

Hamilton W. B. Archean magmatism and tectonics were not products of plate tectonics // *Precambrian Research*. 1998a. Vol. 91. Pp. 143–179.

Hamilton W. B. Archean tectonics and magmatism // *International Geology Review*. 1998b. Vol. 40. Pp. 1–39.

Hamilton W. B. The closed upper-mantle circulation of plate tectonics // *American Geophysical Union Geodynamics Series*. 2002. Vol. 30. Pp. 359–409.

Hamilton W. B. An alternative Earth // *GSA Today*. 2003. Vol. 13, no. 11. Pp. 4–12.

Honda M., Reynolds J. H., Roedder E., Epstein S. Noble gases in gem-class diamonds from known localities: Occurrences of solar-like Helium and Neon // *Journal of Geophysical Research*. 1987. Vol. 92. Pp. 12507–12521.

Ireland T. R., Rudnick R. L., Spetsius Z. Trace elements in diamond inclusions from eclogites reveal link to Archean granites // *Earth and Planetary Science Letters*. 1994. Vol. 128, no. 3–4. Pp. 199–213.

Langenhorst F., Poirier J.-P. “Eclogite” minerals in a shocked basaltic meteorite // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000a. Vol. 176, no. 3–4. Pp. 259–265.

Langenhorst F., Poirier J.-P. Anatomy of black veins in Zagami: clues to the formation of high pressure phases // *EPSL*. 2000b. Vol. 184, no. 1. Pp. 37–55.

Lowe D., Byerly G. Early Archean silicate spherules of probably impact origin, South Africa and Western Australia // *Geology*. 1989. Vol. 14. Pp. 599–602.

Margolis S., Claes P., Kyte F. Microtectites, microkrystites and spinel from late Pliocene asteroid impact in the Southern Ocean // *Science*. 1991. Vol. 251. Pp. 1594–1597.

Moore R. O., Gurney J. J. Pyroxene solid solution in garnets included in diamond // *Nature*. 1985. Vol. 318. Pp. 533–555.

Nemchin A. A., Pidgeon R. T., Whitehouse M. J. Re-evaluation of the origin and evolution of > 4.2 Ga zircons from the Jack Hills metasedimentary rocks // *Earth Planet Sci Lett*. 2006. Vol. 244. Pp. 218–233.

McCulloch M. Sm-Nd systematics in eclogite and garnet peridotite nodules from kimberlites: implications for the early differentiation of the Earth. *Kimberlite and related rocks*. Vol 2. Perth Geol. Soc. of Australia, 1994. Pp. 804–876.

Norman M. D., Duncan R. A., Huard J. J. Identifying impact events within the lunar cataclysm from ^{40}Ar – ^{39}Ar ages and compositions of Apollo 16 impact melt rocks // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. Vol. 70. Pp. 6032–6049.

Ozima M., Zashu S., Niton O. $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratio, noble gas abundance and K/Ar dating of diamonds. An attempt to search for records of early terrestrial history // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1983. Vol. 47, no. 12. Pp. 2217–2225.

Ozima M., Zashu S. Solar type Ne in Zaire cubic diamonds // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1988. Vol. 52, no. 1. Pp. 19–25.

Rapp R. B., Watson E. B., Miller C. F. Partial melting of amphibolites/eclogite and origin Archaean tonalities and tonalities // *Precambrian Res*. 1991. Vol. 51. Pp. 1–25.

Rollinson H. Eclogite xenoliths in west African kimberlites as residues from Archaean granitoid crust formation // *Nature*. 1997. Vol. 389, no. 11. Pp. 173–176.

Sherivas J., Taylor L., Lugmair G., Clayton Y. et al. Early Proterozoic oceanic crust and the evolution of subcontinental mantle: eclogites and related rocks from South Africa // *Geol. Soc. Bull. Amer*. 1988. Vol. 100. Pp. 411–423.

Shulz D. J., Valley J. W., Spicuzza M. J. Coesite eclogites from the Robert Victor Kimberlite, South Africa // *Lithos*. 2000. Vol. 54, no. 1–2. Pp. 23–32.

Simonsen B., Harnik P. Have distal impact ejecta changed through geologic time? // *Geology*. 2000. Vol. 28, no. 11. Pp. 975–978.

Sleep N. H. Hotspots and mantle plumes: some phenomenology // *J. Geophys. Res*. 1990. Vol. 95. Pp. 6715–6736.

Smith A. D., Ludden J. N. Nd isotopic evolution of the Precambrian mantle // *EPSL*. 1989. Vol. 93, no. 1. Pp. 14–22.

Stachel G., Brey G. P., Harris J. W. Kankan diamonds (Guinea) I: from lithosphere down to transition zone // *Contrib Mineral Petrol*. 2000. Vol. 140, no. 1. Pp. 1–15.

Taylor W. R., Bulanova G. P., Milledge H. J. Quantitative nitrogen aggregation study of some Yakutian diamonds: constraints on the growth, thermal and deformation history of peridotitic and eclogitic diamonds // Extended abstract 6th international kimberlite conference. Novosibirsk, 1995. Pp. 608–610.

Wetherile G. W., Shoemaker E. M. Collision of astronomically observed bodies with Earth // Geol. Soc. Am. Bull. 1982 Sp. pap. 190. Pp. 1–4.

Zahnle R. Hadean Earth // Geochim et Cosmochim Acta. Sp. Suppl. to N 18. 2003. P. A 574.

Xie X., Chen M., Dai C. et al. A comparative study of naturally and experimentally shocked chondrites // EPSL. 2001. Vol. 187, iss. 3–4. Pp. 345–356.

Интракратонные впадины, биогенез и рудогенез

Прежде чем обратиться к рассмотрению древнейших базальт-коматиитовых ассоциаций, выделяемых как гранит-зеленокаменные пояса, следует отметить, что под этим наименованием традиционно рассматриваются полигенные и полихронные образования, в состав которых входят как собственно зеленокаменные базальт-коматиитовые ассоциации, так и более поздние ареалы гранитизации, формирование гранитных купольных структур и ареалы интрузивного гранитоидного магматизма. Собственно зеленокаменные пояса (ранне и позднеархейские структуры провинции Сьюпериор Северной Америки, Барбертон-Южной Африки и Хамерсли Западной Австралии) имеют отчетливо выраженную овальную, овоидную форму и сложены собственно базальт-коматиитовыми ассоциациями и располагающимися выше них осадочными комплексами, в состав которых входят горизонты импактных сферул, а так же рудные образования, представленные полосчатыми железистыми кварцитами. Характеризуя подобно рода структуры, австралийский геолог Трендалл (A. F. Trendall, J. G. Blockley, 1970) [Trendall et al., 2004] определил их как овоидные интракратонные впадины, представляющие собой изолированные мелководные бассейны, обладающие рядом характерных только для них признаков внутреннего строения:

– бассейны отличаются отчетливо выраженным двучленным строением: в основании разреза размещены преимущественно базальт-коматиитовые комплексы, выше которых залегает комплекс осадочных отложений;

– мощность базальт-коматиитовых комплексов может достигать нескольких километров, а площади занятые ими – нескольких десятков тысяч квадратных километров;

– в составе осадочных отложений преобладающе распространены мелководные хемогенные (кварциты, доломиты), биохемогенные (полосчатые железистые кварциты) и вулканокластические отложения, практически отсутствуют собственно терригенные отложения, но наряду с этим отмечается присутствие грубообломочных пород в базальных частях разреза в краевых частях бассейнов;

– отмечается очевидное противоречие между отсутствием в основной массе пород примеси терригенного материала и наличием в разрезе по периферии впадин (бассейнов) горизонтов грубообломочных отложений;

– формирование вулканокластических отложений в осадочном комплексе связывается с проявлениями вулканизма центрального типа в обрамлении впадин;

– в разрезе осадочного комплекса присутствуют горизонты сферул импактного происхождения, предшествующие в ряде случаев формированию горизонтов железистых кварцитов;

– в ареалах распространения полосчатых железистых кварцитов установлены питающие их образование гидротермальные жилы (железорудные трубки) и ассоциирующие с ними ареалы метасоматических процессов;

– в осадочном комплексе в ассоциации с карбонатными отложениями и железистыми кварцитами выявлено ареальное развитие бактериальной биоты и строматолитов, которые в отличие от позднепротерозойских и фанерозойских строматолитов не содержат примеси терригенного псаммитового материала.

В перечисленных выше характеристиках интракратонных впадин следует особенно подчеркнуть ряд из них, которые могут свидетельствовать о возможном их импактном происхождении. Во-первых, овальная форма таких впадин совершенно автономна по отношению к сложной тектонической анизотропии серогнейсовых (ТТГ) комплексов, лежащих в основании впадин. Во-вторых, гигантские массы мантийных базальт-коматиитовых расплавов сформировались в основании впадин за сравнительно короткий промежуток времени при том, что в ТТГ-основании этих впадин отсутствуют какие-либо тектонические зоны, которые могли быть проводниками гигантских объемов мафит-ультрамафитовых расплавов. В третьих, остается неясным каким образом намного более плотные по сравнению с ТТГ-корой мантийные расплавы были «вытолкнуты» из мантии и ареально распространились поверх «легкой» сиалической коры. Кроме того, в составе осадочного комплекса, залегающего выше базальт-коматиитового основания

в зеленокаменных прогибах Южной Африки (Барбертон) и Западной Австралии, выявлены чередующиеся в разрезе осадочного комплекса горизонты сферул импактного происхождения, а в коматиитах обнаружены железные метеориты (см. ниже).

А. Трендалл и др. [Trendall et al., 2004] проанализировали хронологические и седиментологические особенности осадочного комплекса бассейна Хамерсли. Супергруппа Маунт Брюс Западной Австралии сформирована в промежутке 2,8–2,2 млрд лет и состоит из трех групп: Фертескью, Хамерсли и Тури Крик (снизу вверх). Группа Хамерсли, которая разделена на восемь формаций, имеет общую мощность ~2,5 км. Авторами приводятся результаты изучения методом U-Pb SHRIMP цирконов (анализ 406 зерен) из 13 образцов группы Хамерсли и в верхней части разреза группы Фертескью, подстилающей отложения группы Хамерсли. С учетом датирования SHRIMP рассчитана средняя скорость осадконакопления для трех литологических групп: полосчатые железистые кварциты (ПЖК) – 180 м/млн лет; карбонатные породы – 12 м/млн лет и сланцы – 5 м/млн лет. Возрастной интервал датировок цирконов пород группы составляет 330 млн лет – от 2780 млн лет, верхней части разреза группы Хамерсли – 2449 млн лет. Рассматривая скорости осадконакопления в железорудной формации Брокман Южной Африки и группе Дейл Джордж Западной Австралии, содержащих прослойки импактных сферул, авторы отмечают значительный «разброс» данных: невозможность установить «нулевой» возраст пород, связанный, возможно, с многочисленными потерями цирконами радиогенного свинца. Отлично, что ряд образцов цирконов из формации Виттенум группы Хамерсли имеют «невозможно молодые» возраста; часть таких зерен представлена их обломками, другие зерна – темные, трещиноватые с явлениями метамиктного распада. Возможно, считают авторы, что эти аномально молодые цирконы подверглись воздействию болидных импактов и связанной с этим «массивной» потерей радиогенного свинца. Такие же «аномальные» цирконы обнаружены и в формации Джеринах, в составе которой, так же как и формации Виттнум и Дейл Джордж, обнаружены прослойки сферул импактного происхождения. Касательно цирконов формации Джеринах – «аномально молодых», отмечено, что эти цирконы стратиграфически ассоциированы с уровнями слоев импактных сферул и могут являться шоково преобразованными. Рассматривая скорость осадконакопления в ПЖК, авторы приводят разные варианты расчетов по данным разных исследователей. Моррис (1993) оценил эту скорость в пределах от 87 до 227 м/млн лет, и 893 м/млн лет. Данные основаны на оценке мощности микро- и мезополосчатости. Клейн и Бьюс (1989) установили скорость осадконакопления ПЖК формации Куруман Южной Африки в 568 м/млн лет. Пикар (2003) предполагал также очень низкую ско-

рость, варьирующую от 3 до 22 м/млн лет на основании датирования U-Pb SHRIMP методом цирконов из туфовых прослоев формации Куруман Южной Африки. Трендалл [Trendall et al., 2004] на примере формации Брокман ПЖК оценил скорость осадконакопления от 23 до 230 м/млн лет. Пикар (2002) оценивает скорость накопления осадков ПЖК – 33 м/млн лет с нижним пределом 15 м/млн лет. Общая характеристика скорости осадконакопления в бассейне Хамерсли такова: начальная быстрая аккумуляция преимущественно базальт-коматиитовой группы Фортескью сменяется в промежуточный период намного более медленной аккумуляцией, которая начинается накоплением формации Джеринах и продолжается до завершения отложений формации Дейл Джордж и, наконец, завершается исключительно быстрым накоплением ПЖК в верхней части разреза группы Хамерсли. С учетом «быстрой» аккумуляции базальт-коматиитового комплекса группы Фортескью, сопоставляемой с базальт-коматиитовой группой Онвервахт (Барбертон, Южная Африка), весьма примечательно, что в коматиитах серии Онвервахт обнаружен железный метеорит, ранее считавшийся никелевым месторождением – «рудным телом» Бон Аккорд. С. А. Де Ваал (S. A. de Waal, 1986) пришел к выводу о его метеоритном происхождении. «Рудное тело», по его мнению, представляет собой никель-железный метеорит, подвергшийся наложенным изменениям (окисление) и реакционному взаимодействию с породами, имеющими состав перидотитовых коматиитов. Отмечается подобие текстур пород «рудного тела» с железными метеоритами Kodaikanal и Weekeroo Station. Предполагается, что метеорит содержал только металлическую фазу, и в его составе никель и железо находились примерно в равных соотношениях – Ni 49.5 и Fe 50.5. Кроме того, первичный материал содержал 0.7 мас. % Co. Такой состав сопоставим с железными метеоритами (Mason, 1969; Wasson, 1974). В «рудном теле» было 22–25 т руды со средним содержанием никеля 10%. Отсюда следует, что в нем около 2.5 т никеля, эквивалентные 5 т NiFe. Это позволило С. А. Де Ваалу предположить, что объем метеорита составлял около 0.6 м³.

Д. Гровс и У. Бэтт (1987), рассматривая эволюцию зеленокаменных областей (ЗО) в первом приближении, разделили их на две группы: древние ЗО с возрастом супракрупных толщ 3.5–3.3 млрд лет (Пилбара, Барбертон, Зимбабве) и более молодые – 3.0–2.7 млрд лет, распространенные более широко (Йилгарн, Сьюпериор, Родезийский кратон, Бразильский, Индийский и Балтийский щиты). Относительным подтверждением импактного происхождения коматиитов – их формирования в гипербарических условиях и участие в процессе их становления «отсадки» гранатового (мажоритового) рестита – могут служить их изотопные и петрологические данные. Рассматривая изотопные характеристики докембрийской мантии, А. Смит и Дж. Ладден [Smith, Ludden,

1989] отметили корреляцию между изотопным составом коматиитов ЗО и присутствием среди них двух разновидностей: АДК, деплетированные алюминием, и АНК, не деплетированные алюминием коматииты. АДК преобладающе распространены в раннеархейских ГЗО, характеризуются низким Al/Ti и высоким Ca/Al, деплетированы ТРЗЭ. АНК имеют хондритовые отношения алюминия к титану и кальция к алюминию, «плоский» тренд РЗЭ и преимущественно позднеархейский возраст. По мнению Р. Несбитта и др. (R. Nesbitt et al., 1979), различия между АДК и АНК могут связываться только с гранатом, являющимся главной фазой, способной фракционировать ТРЗЭ и менять отношение кальция к алюминию. Частичное фракционирование расплава, обусловленное отделением граната, будет вызывать высокое отношение кальция к алюминию и деплетирование ТРЗЭ, свойственное АДК. Е. Отани [Ohtani, 1990] экспериментально изучены при давлениях до 25 ГПа, условиях плавления перидотитов и образования коматиитов. Один из наиболее важных результатов этого исследования – наблюдение ликвидусных фаз от оливина к мажориту и далее к магнезиальному перовскиту при увеличении давления. Переход от оливина к мажориту фиксируется при давлении около 15 ГПа, и мажорит является ликвидусной фазой в интервале от 15 до 24 ГПа; в дальнейшем при повышении давления более чем 24 ГПа мажорит замещается магнезиальным перовскитом. Переход пироксен – гранат зависит от температуры. При T 2000 °С он происходит при давлении 20 ГПа; при 1600 °С – при давлении 16 ГПа. При давлении 6 ГПа ликвидусные фазы – оливин и ортопироксен. В условиях давлений от 15 до 24 ГПа мажорит является ликвидусной фазой с последующей кристаллизацией оливина или модифицированной шпинели. Исходный перидотит с хондритовым Ca/Al по мере увеличения давления продуцирует начальные расплавы меняющегося состава: от базальтового (1.1–2.0 ГПа) к пикритовому (2–4 ГПа) и к ультрабазитовому с ликвидусной фазой мажорита в интервале 13.5–17.5 ГПа. При этом Е. Отани предполагает эффективную сепарацию граната из частично расплавленной зоны. При давлении ниже 6 ГПа из исходного материала примитивной хондритовой мантии не образуются обогащенные магнием коматиитовые расплавы. Мажорит сосуществует с оливином и ультрабазитовым начальным расплавом при высокой степени плавления в условиях давлений 15–24 ГПа, и соответственно величины отношений Ca/Al, Ti/Al, Gd/Yb в них будут выше, чем хондритовые. Коматииты с этими отношениями выше хондритовых относятся к деплетированным алюминием (АДК), формируются в условиях фракционирования граната (мажорита) и по составу близки к раннеархейским АДК (Барбертон, Южная

Африка). Высокая степень частичного плавления происходит в гипербарических условиях – 15–24 ГПа с фракционированием мажорита.

Все вышесказанное позволяет присоединиться к точке зрения о возможном импактном происхождении интракратонных овоидных впадин. Ранее, применительно к таким впадинам провинции Сьюпериор (Абитиб-Вава и др.) такой же точки зрения придерживался А. М. Гудвин (1986), определяя эти впадины как «импактные шрамы» (impact scars). Точку зрения об импактном происхождении базальт-коматиитовых ассоциаций ранее высказывал Д. Грин [Green, 1972]. Возраст одного из горизонтов импактных сферул (Дейл Джордж) в бассейне Хамерсли Западной Австралии (2.56 млрд лет) близок возрасту недавно обнаруженного в пределах кратона Йилгарн глубокоэродированного импактного кратера Яррабубба (Macdonald, Dunting, Cina, 2003), что может свидетельствовать о формировании в удалении от прогиба Хамерсли ряда других импактных структур, практически исчезнувших в результате глубокой (до 20 км) эрозии. Можно предполагать, что формирование базальт-коматиитовых серий происходит путем «прямого» плавления верхней мантии, сиалической ТТГ протокры и «подстилающего» ее эклогита, что определяет присутствие в составе базальт-коматиитовых ассоциаций и риолитов и пород андезит-дацитового состава, сохраняющих изотопно-геохимические и петрохимические особенности пород исходного субстрата [Тейлор, Мак Леннан, 1988].

Ранее уже отмечалось, что «непременным» членом разреза осадочного комплекса интракратонных впадин являются полосчатые железистые кварциты (ПЖК), генезис которых обсуждается в течение продолжительного времени. Наиболее обстоятельную характеристику их возможного происхождения в отечественной геологической литературе представил Ю. П. Мельник (1986), по мнению которого типичные ПЖК – железисто-кремнистые осадки, отложение которых характерно только для докембрия и практически прекратилось в последующие геологические эпохи. Образование этих пород отражает определенный этап в необратимом процессе эволюции земной коры, атмосферы, гидросферы и биосферы. Не исключено, что простейшие организмы непосредственно взаимодействовали с ионами Fe^{2+} , вызывая окисление и осаждение железа в форме гидроксида или гидромагнетита. Простейшие растения (типа синезеленых водорослей), остатки которых в последнее время обнаружены также в метаморфизованных породах древнейших ПЖФ, по-видимому, появились еще в раннем архее с бескислородной атмосферой, содержащей аммиак и метан. Развитие углекислой атмосферы и осаждение оксидного железа, по-видимому, были непосредственно или косвенно связаны между собой. Есть основания предполагать, что значи-

тельные колонии фитопланктона развивались в ограниченных участках древних водоемов на определенной глубине, контролируемой толщиной слоя воды, защищавшего организмы от ультрафиолетовой радиации, и на оптимальном удалении от береговой линии. Периодически «всплески» интенсивного «цветения» фитопланктона в условиях докембрия вели не к отдаче продуцированного кислорода в атмосферу, а к окислению Fe^{2+} до Fe^{3+} непосредственно в толще воды и последующему осаждению практически нерастворимого гидроксида; образование магнетита при этом не имело большого значения. Циклическое (сезонное) осаждение соединений железа в сравнительно мелководных бассейнах на фоне непрерывно протекавшего осаждения аморфного кремнезема объясняет природу полосчатости и разнообразие текстур, структур и минеральных ассоциаций ПЖК.

Относительное подтверждение модели образования ПЖК, предложенной Ю. П. Мельником приводится в работе Д. Фортина и С. Ленгли [Fortin, Langley, 2005], которые сообщили о том, что поверхностные слои осадков, накапливающихся вблизи зоны эксгалационных процессов около гидротермальных жил в мелководных условиях о. Санторин, содержат «аномальные концентрации» (35–40%) железа по сравнению с осадками шельфа (около 2.7%). Микроскопическое изучение «аномальных» осадков показало, что они практически исключительно состоят из бактериальных скоплений и некристаллических частиц окислов и гидроокислов железа. Холм предположил, что окисление железа связано с микроаэрофильными бактериями (*Galionella* или им подобными), растущими в водных условиях с ограниченным содержанием кислорода, и могут быть сопоставлены с условиями накопления железа в BIF.

Де Вит и др. [de Wit et al., 1982] анализируют проблему происхождения ПЖК в раннеахейском прогибе Барбертон, одном из древнейших (~ 3.3–3.5 млрд лет) хорошо сохранившихся поясов. Стратиграфия этого пояса представлена группой Свазиленд; в основании этой супергруппы располагается существенно базальт-коматиитовая группа Онвервахт, которая перекрывается преобладающе осадочными группами Фиг Три и Мудис. Осадочная серия содержит базальные единицы зеленых и черных кварцитов, перекрываемых часто железистыми осадками (красные сланцы) и полосчатой железорудной формацией (ПЖК). В группе Фиг Три выявлены железорудные «трубки» диаметром от 20 до 50 м и длиной от 100 до 200 м. Породы в обрамлении железорудных трубок местами рассекаются кварц-магнетитовыми жилами и дайками. По отношению к вмещающим породам породы трубок обогащены Fe, Mn, Cu и Ni. Золото обнаружено в трубках (0.1–0.2 ppm). В нижней части трубок присутствуют гетит, магнетит, кварц, немного пирита, немного гематита; к верхней части трубок возрастают ко-

личества крупных псевдоморфоз кварца по карбонату. Стратиграфически выше, а также по простиранию эти трубки переходят в тонкополосчатые оксидные фации ПЖК и/или железистых сланцев. Окружающие трубки железистые осадки, иногда серпентиниты, интенсивно силифицированы – превращены в гомогенные темно-серые и менее обычные светло-зеленые кварциты. В наиболее нижней части трубок жилы магнетита образуют штокверк (корневая часть), питающий вышележащие массивные железорудные концентрации в виде трубок и каналов, которые в свою очередь диспергируются в окружающих и перекрывающих тонкополосчатых кремнистых железистых осадках.

Де Ронде и др. [de Ronde et al., 1997] изучили состав газовой-жидких включений в минералах железорудных трубок, которые, по их мнению, формировались в результате взаимодействия глубинных флюидов и водного бассейна, что позволило авторам оценить параметры и глубинных флюидов, и водного бассейна. Температура гидротерм оценивается 100–110 °С или в интервале 120–150 °С, а максимальная температура воды в водном бассейне – в 40 °С. По отношению к газовой-жидким включениям современных глубинных океанских гидротермальных систем во включения железорудных трубок во много раз повышены количества NH_4 , N_2 , J , Br . Минимальная глубина водной колонны, покрывавшей трубки, составляла, по данным этих авторов, около 60 м. Глубина водного бассейна – 980 м, а состав воды характеризуется значительно повышенными количествами J , NH_4 , Ca , Sr по сравнению с водой современного океана.

Биогенные образования в тонкозернистых карбонатных породах предположительно вмещают органический материал в виде водорослевых матов. В группе Кромберг установлены одноклеточные микрофосиллии, сопоставимые с теми, что обнаружены в более молодых докембрийских строматолитовых ассоциациях. Мьюи и Грант (1976) предположили, что эти микроскопические формы представляют остатки синезеленых водорослей, которые росли в фотической зоне. Шопф и Вальтер (1980) также предположили биогенную природу этих образований. В зеленокаменном поясе Барбертон стратиформное золотое оруденение, ассоциированное с сульфидами, присутствует в литологических ассоциациях, подобным тем, что окружают железорудные трубки. При этом важным процессом, сопровождающим оруденение, является силификация – ведущий тип метасоматизма. Свидетельствами синхронности разнотипного оруденения являются радиологические данные: Rb-Sr возраст горизонта, контролирующего стратиформное золотое оруденение – горизонт Миддл Маркер – 3.36 млрд лет; тот же возраст 3.36 млрд лет (Pb-Pb) имеют породы, вмещающие биогенные структуры, ассоциированные с железорудными трубками.

По мнению Ф. Весталла [Westall, 2003], поверхность Земли во время (3.5–3.3 млрд лет) формирования зеленокаменных провинций (Пилбара, Австралии и Барбертон, Южная Африка) была горячей, интенсивно подвергавшейся гидротермальным процессам, существенно бескислородной (атмосфера в основном CO_2). Земля в это же время бомбардировалась плотным потоком метеоритов. Пилбара и Барбертон характеризовались условиями мелководных субаэральных бассейнов. pH океанов был слабокислым. Гидротермальная активность – важный элемент, определявший существование микробиальных матов, ассоциированных прямо с этими участками гидротермальной активности. Поверхность вулканокластических осадков на малых глубинах покрывалась микробиальными матами, образованными небольшими (< 1 микрона) микроорганизмами, включающими фиалменты, коккоиды, короткие «палки» и виброиды. Значительные количества вулканокластического материала – готовый источник энергии и углерода для большинства термофильных литотрофов. Аноксигенный фотосинтез подтверждается морфологией микроорганизмов и минералогией микробиальных матов. Микроорганизмы и маты были фоссилифицированы флюидами, обогащенными кремнием или другими компонентами, выделившимися из морской воды. В процессы фоссилизации вовлекались также карбонат кальция, барит, сидерит и окислы железа. Микрофоссилии в этих осадках с возрастом 3.5 млрд лет показывают особенности те же, что и прокариоты. Имеются указания на наличие жизни в породах пояс Исуа Гренландии с возрастом > 3.75 млрд лет. В другой работе Ф. Весталл и Д. Марчесини [Westall, Marchesini, 2002] считают необходимым обсудить вопрос о сохранности наиболее ранних остатков жизни на Земле и времени ее образования. Несмотря на ее образование – экзогенное или эндогенное – имеется определенное число начальных условий, необходимых для поддержания жизни, таких как достаточно низкая температурная для накопления и существования воды, наличие форм жизни, способных выдержать стерилизующие условия импактных событий. Установлено [Russel et al., 1997] существование поверхностной воды с температурой 90 °C во время 4.1–4.2 млрд лет. Несмотря на то, что главные импактные события приурочены ко времени 3.9 млрд лет, жизнь может появиться в любое время после 4.2 млрд лет, хотя она могла уничтожаться и возрождаться вновь после импактных событий (уничтожаться и создаваться импактами). Существовали наиболее обоснованные предположения о том, что жизнь должна существовать (или образовываться) в сравнительно защищенных условиях глубоководных жил (Book, Goode, 1996). Наиболее ранние свидетельства существования жизни на Земле получены из результатов изотопных измерений углерода в раннеархейских супракрустальных породах Исуа Западной Гренландии. Предпола-

галось, что фракционирование углерода живыми организмами имело место во время, древнее 3.8 млрд л. Несмотря на то, что подобные биопленкам (biofilms) структуры были обнаружены в сильно метаморфизованных породах Исуа (Pflug, 1978), происходили дебаты о том, являются ли эти образования биогенными или абиогенными. Хорошо сохранившиеся осадки раннего архея (3.5–3.2 млрд лет) системы Свазиленд Восточного Трансвааля Южной Африки позволили провести изучение в них микроокаменелостей, микрофоссилий. Древнейшая группа Онвервахт мафитов и ультрамафитов перекрывается пирокластическими и эпикластическими осадками группы Фиг Три, а она в свою очередь – песчаниками и алевролитами группы Мудис. Группа Фиг Три характеризуется мелководными условиями образования. Окремненные осадки и вулканиты, как и железорудные трубки (pods) – предполагаемые древние жилы и полосчатые железорудные формации (ПЖК), относятся к проявлениям гидротермальной активности и воздействию флюидов на породы [de Ronde et al., 1997]. Это согласуется с результатами геохимических исследований, которые показали, что циркуляция гидротерм и эвапоритовых рассолов через вулканические породы происходила в условиях температур ≤ 2200 °С. Прекрасная сохранность пород определила большое количество исследований углеродистых микрофоссилий, особенно в кремнях групп Онвервахт и Фиг Три. Напыленные углеродом реплики травленных поверхностей кремней Фиг Три показали присутствие в них коротких палкообразных (rod-shaped) структур размером 0.75–0.0 микрон, интерпретированных как фоссилифицированные бактерии (в дальнейшем термин «бактерия» используется в значении прокариота, или архея), также как скрученные, волоконovidные фиалменты до 10 микрон длиной, пересекающие границы зерен (Barghoorn, 1971). Другие методы исследований – сканирующий электронный микроскоп (SEM), изучение травленных кислотой пород методом трансмиссионной электронной микроскопии (ТЕМ), кислотная мацерация кремней – позволили выявить в них нитевидные образования полосы, частично пустотелые. Были описаны также сферы размером порядка десятков микрометров, интерпретируемые как водорослиевые или одноклеточные из углеродистых полосчатых кремней группы Онвервахт и Фиг Три. Однако органическое происхождение ряда таких структур оспаривалось (Shopt, Walter, 1983), хотя таковое признавалось за небольшими сфероидами (несколько микрон) и децимикрометровыми узкими несортированными нитевидными образованиями. Авторы, используя технику травления плавиковой кислотой, переизучили серию образцов группы Онвервахт, ориентируясь на размер современных бактерий (~ 1 микрон, микрометр) и пытаясь связать фоссилии с условиями отложения и/или с гидротермальной активностью. Показано, что осторожное травление в сочетаниях со

сканирующим электронным микроскопом – хороший метод изучения микрофоссилий. Описаны бактериоморфные структуры и показано, что в условиях их обитания были мелководные субаэральные обстановки осадконакопления, сопровождаемые гидротермальными процессами. Выделен [Westall, 2003] ряд разнообразных по форме образований, возможно представляющих фоссилифицированные бактерии или явления, ассоциированные с бактериями, на основании морфоанализа современных бактерий и типов их фоссилизации. Современные бактерии характеризуются небольшими размерами (большинство бактерий ~ 2 микрометра, хотя цианобактерии обычно крупнее); специфической морфологией (округлые, палковидные, искривленные или спиральные), клеточной сложностью (клетки подразделяются на одно, два или три измерения), присутствием в виде колоний, содержащих миллионы индивидуумов, хотя могут существовать и небольшие колонии. Колонии могут представлять сообщество более чем одного вида с очень похожими формами и очертаниями и небольшими вариациями в размерах. Другая устойчивая характеристика бактерий – структура внешних поверхностей – стенок организма, которая может быть «вспухшей» или сморщенной. Последнее указывает на то, что организм находится в осмотическом неравновесии с непосредственным окружением. Фоссилизация бактерий учитывает экспериментальные работы (Westall et al., 1995), которые показали, что стенки бактериальной клетки, подобно цитоплазме и экстрацеллюлярной полисахаридной субстанции (EPS), производимой бактериями, действуют как участки нуклеации минерализации, приводящие к полному замещению органической ячейки минеральной «отливкой» организма. Органический материал бактерии деградирует и, как показывает ТЕМ-метод, исчезает по мере замещения организма минералом. Это замещение произведено не только экспериментально, но, очевидно, также и в породной летописи. Например, пиритизированные бактерии описаны из мезопротозойских отложений Австралии (Ochler, 1977), карбонатные отложения неопротозоя Шпицбергена (Kroll et al., 1991), сидеритизированные и фосфатизированные бактерии – эоценовых озерных отложений юга Германии (Liebeg et al., 1996), окремненные бактерии – раннемиоценовых глубоководных отложений юга Атлантики (Westall, 1994) и кальцифицированные бактерии – из осадков с возрастом 70 000 лет в море Росса Антарктиды (Parbiero et al., 2000). Таким образом, фоссилизация бактерий показывает, что большинство их морфологических особенностей может быть сохранено: размер, морфология, клеточная структура, колониальное распределение и структура стенок клетки.

Полевыми работами показано, что кварциты (cherts) переслаиваются с подушечными базальтами, показывая субаквальные условия экструзии базальтов и глубины воды > 900 м, что также постулируется для железорудных трубок (морские

жилы) [de Ronde et al., 1997]. Однако имеются и другие данные, свидетельствующие о мелководных, а иногда и субаэральных, условиях их образования (Paris et al., 1985), в том числе и трещины (усыхание) в биопленках в ассоциации с эвапоритовыми минералами – гипсом, кальцитом и галитом. Гидротермальное преобразование фиксируется силификацией пород. Турмалин, часто присутствующий вместе с вероятными окаменелыми бактериями, образован гидротермальными флюидами, содержащими эвапоритовый бор (Byerly, Palmer, 1991). Силификация происходила в условиях воздействия на субстрат гидротермальных флюидов (≤ 2200 °C) [de Ronde et al., 1997]. Силификация не является деструктивным процессом, о чем свидетельствует сохранность тонких структурных деталей пород в коккоидальных бактериях с псевдоморфными кристаллами кальцита и арагонита. Масс-спектрометрия и $\delta^{13}\text{C}$ анализ органического углерода в углеродистых сланцах и железорудных трубках (массивные сульфиды) из «молодых» 3.2 млрд лет пород группы Фиг Три документируют наличие в них бактерий и фотосинтетических и гипертермальных хемоавтотропных условий их формирования. Величины $\delta^{13}\text{C}$ 27.0–30.2% установлены для гидротермальных кремней, локализуемых выше стратиграфически железорудных трубок, и свидетельствуют о наличии фотосинтезирующих организмов и биоты, ассоциированной с кварцитами Онвервахт. Отмечая временную сближенность группы Онвервахт из Африки и группы Пилбара Западной Австралии, авторы [de Ronde et al., 1997] указывают на находку в последних пленочных и коккоидных бактериоморфных структур в группе Варравуна. Многие пленочные формы были сопоставлены с современными септатными и несептатными бактериями, некоторые – с цианобактериями. Присутствие строматолитовых структур и в Пилбаре, и в Свазиленде, свидетельствует о существовании в них цианобактерий, участвовавших в создании таких биогенных явлений (Krumbein, 1983). Данные по группам Свазиленд и Пилбара показывают широкую изменчивость возможных микрофоссилий в раннем архее – от небольших коккоидных и бациллярных фоссилий к «большим» пленочным фоссилиям, некоторые из них имеют особенности цианобактерий. Условия, в которых жила эта микробиота, широко варьировали: малоглубоководные строматолитовые и эвапоритовые, гидротермальные и, наконец, пелагические.

Рассматривая вопрос происхождения гидротермальных и метасоматических явлений, ассоциированных с ПЖК и импактными сферулами, следует еще раз подчеркнуть, что с ареалами гидротермально-метасоматических процессов ассоциированы термофильные бактериальные маты, бактериальные пленки в существенно кремнистых образованиях и строматолиты в карбонатных отложениях. Можно полагать, что возможной причиной возникновения и существования ареалов первичной примитивной

бактериальной биоты могли быть ареалы проявления гидротермально-метасоматических процессов. По мнению Д. Кринга [Kring, 2003], анализ ударно метаморфизованных лунных образцов, в дополнение к подобным метеоритам из пояса астероидов и Марса, позволяет предполагать, что планетарные тела внутренней части солнечной системы подвергались шквальным импактным событиям во время 3.9 млрд лет. Эти данные позволяют также предполагать, что импактные события были внезапны и драматическое повышение скорости импактных событий длилось от 20 до 200 млн лет. Большая часть поверхности Земли была преобразована (resurfaced) в течение этого времени, когда могло быть образовано около 20 000 импактных кратеров с диаметром более 20 км, включая некоторые из них размером, близким к размеру современных континентов. Эти импактные события должны были воздействовать на среду и потенциально на раннюю биологическую эволюцию Земли. Наряду с уничтожением любой существующей жизни импактные события, по мнению Д. Кринга, могли создавать новые условия для жизни в форме обширных гидротермальных систем в земной коре. Н. Слип и К. Занле показали, что крупные импактные события могли полностью испарять земные океаны и перемещать поверхность воды за периоды примерно 1000 лет. Таким образом, условия возникновения и сохранения биогенных систем могли сохраняться только в субповерхностных гидротермальных системах. Каждое импактное событие генерировало центральное поднятие, импактную линзу расплавов и импактные расплавные брекчии. Брекчии являлись проводниками дегазации и благоприятными местами для возникновения гидротермальных флюидов. Центральное поднятие и линза расплавов могли образовывать значительную по размерам систему циркуляции. Наблюдения над молодыми кратерами показывают, что импактно генерированные гидротермальные системы могут достигать размера диаметра кратера и простираются в глубину несколько километров. Большие регионы подобного происхождения, по мнению Д. Кринга, будут обладать благоприятными условиями для термо- и гипертермофильной жизни, особенно в близповерхностных условиях возникновения термофильного домена. Когда кратеры были субаэралью обнажены, гидротермальные системы могли представлять собой жильные грязевые вулканы, горячие источники и гейзеры, подобными таковым в современных вулканических областях. Они же посредством нижележащих брекчий или разломов формировались в течение модификационной стадии формирования кратера. Когда кратер заполнялся свежей водой озер или морских трансгрессий, система становилась субаквально жилой, подобно системам в озерах вулканических кратеров и глубоководных морских жил. Таким обра-

зом, считает Д. Кринг, импактно генерированные гидротермальные системы могли покрывать большую часть земной поверхности в течение перехода от катархея к архею.

Весьма показательно, что юбилейный 100-й том журнала такого авторитетного издания, как *Economic Geology* (N 3, 2005) открывается статьей «On Hydrothermal Convection Systems and the Emergence of Life», где обстоятельно рассматривается, как подводные гидротермальные системы могли способствовать возникновению жизни в ранней истории Земли. Комментарий этой важной, в некотором смысле основополагающей, статьи занял бы много места, поэтому настоятельно рекомендую заинтересованному читателю обратиться к ее оригиналу.

В раннем докембрии в условиях мелководных бассейнов при активном участии импактно генерированных гидротермальных систем и бактериальной биоты происходит формирование стратиформного сульфидного, золотого оруденения (Барбертон) и полосчатых железорудных кварцитов (Гренландия, Канада, Южная Африка, Австралия). Необходимо подчеркнуть, что такие рудные формации, и в частности ПЖК, практически исчезают на переломном рубеже 2.5 млрд лет, еще раз свидетельствуя о знаковой роли этого рубежа и импактных процессов в био- и рудогенезе ранней Земли. Пространственная ассоциация бактериальных матов и бактерий с импактными сферами, а так же пространственная ассоциированность горизонтов импактных сферул с толщами ПЖК позволяет предполагать их возможное возрождение вновь и вновь после каждого из последующих импактных событий, интенсивность и экстенсивность которых скорее всего ослабевает во времени. Можно предполагать, что в этих экстремальных условиях практически непрерывного импактного воздействия вряд ли была возможность какой-либо эволюции древнейших бактериальных биот, которые практически без изменения существовали в течение почти 1.5 млрд лет – от 4.0 до 2.5 млрд лет. Возникновение первичной бактериальной биоты возможно во время около 4.3–4.0 млрд лет, так как присутствие воды на Земле установлено, по данным изотопии кислорода, в древнейших детритовых цирконах с возрастом 4.4–4.2 млрд лет.

В геологической, планетологической и биологической литературе рассматриваются разные возможные причины возникновения жизни на Земле: 1) панспермия – доставка метеоритными космическими телами компонентов белковых соединений или примитивных бактерий, 2) химические реакции в водном растворе в условиях примитивной Земли и проявления сильных электрических разрядов, в результате которых формируются компоненты аминокислот или примитивные белковые соединения, 3) преобразование планетарного органического вещества шоковым ударным метаморфизмом.

В свете рассматриваемой в работе роли импактных событий в ранней истории развития Земли особый интерес представляют сведения о преобразовании органических соединений шоковым (ударным) метаморфизмом. По данным К. Мимуры и др. [Mimura et al., 2002], в реакциях шокового ударного метаморфизма органическое вещество может разлагаться и рекомбинироваться в другие органические материалы в условиях высоких давлений и температур, характеризующих проходящие шоковые волны. В порядке изучения шоковых особенностей органического вещества авторами [Mimura et al., 2002] были проведены эксперименты ударного сжатия фенантрена и анализированы преобразованные образцы. Выбор фенантрена был определен тем, что он является одним из наиболее распространенных органических веществ, установленных в углеродистых хондритах и частицах межпланетарной пыли. Фенантрен был подвержен шоковому метаморфизму при давлениях в интервале от 7.9 до 33 ГПа и изменении температур от 600 до 2000 К. Шоковые образцы содержали полициклические ароматические углеводороды (ПАУ) с молекулярным весом от 128 до 354, аморфный углерод и неизмененный фенантрен. Главными компонентами ПАУ были димеры фенантрена. Нереагировавший фенантрен и атомные отношения Н/С в шоковых образцах уменьшались с увеличением шокового давления. Выше 28 ГПа уменьшалось количество нереагировавшего фенантрена. Химический состав продуктов показывает, что шоковые реакции содержат дегидрогенизацию (деводородизацию), включающую карбонизацию и мегамолекулярные реакции взаимодействия. Присутствие нереагировавшего фенантрена в углеродистых хондритах позволяет полагать, что хондриты, содержащие фенантрен, не подвергались воздействию более чем 28 ГПа в процессе разрушения их первичных родительских тел и взаимного столкновения, а также в процессе падения хондритов на Землю и прохождения атмосферы. Н. Хиромото и др. [Hiromoto et al., 2004] считают, что ранний океан скорее, чем зеленокаменные пояса, являлся принципиальной областью метеоритных импактов. Следовательно, метеориты должны были поднимать постимпактные плюмы, содержащие большие количества H_2O и N_2 , так же как испаренные, расплавленные и горячие фрагменты внеземных объектов. Более чем 85% известных метеоритов являются обычными хондритами, состоящими из мафических силикатов, сульфидов металлов и Fe-Ni сплавов. Авторы предполагают, что в преобразующейся атмосфере атмосферный азот преобразуется в аммоний и что твердый углерод внеземных объектов гидратируется в форму различных органических компонентов. Эти химические процессы могут приводить к тому, что аммоний и аминокислоты будут синтезироваться на Земле импактными событиями, обусловленными попаданием внеземных объектов в океан. Проверка подобного сценария была

проведена экспериментально в процессе шокового эксперимента. Источником азота был порошок Cu_3N , содержащий небольшое количество углерода. В эксперименте также участвовали: дистиллированная вода и железная пудра. После шокового эксперимента в реакционной капсуле, в водорастворенном продукте обнаружено присутствие аммония и аминокислот – серина, глицина и аланина, что подтвердило вероятность абиотического синтеза аммония и аминокислот из внеземного твердого углерода, земных азота и воды в морских импактных событиях.

Сегодня трудно отдать предпочтение какому-либо из перечисленных механизмов, но можно лишь полагать, что в каждом из них вполне могут принимать участие импактные процессы – космические тела – импакторы как носители неоднократно преобразованных органических соединений или как факторы, способствующие косвенно или прямо созданию пребиотических компонентов. Здесь следует напомнить об особенностях состава минеральных включений в протогенетических частях алмазов алмазоносных эклогитов. Эти включения характеризуются исключительными вариациями составов в каждом отдельном зерне, в том числе и одного и того же минерала, свидетельствуя о крайне неравновесных условиях кристаллизации минералов-включений. Соответственно и каждый эпизод ударного шокового метаморфизма направленно усложняет, преобразует «исходное» углеводородное вещество метеоритов. Присутствие этого вещества в сочетании с азотосодержащими соединениями в длительно развивающихся субаквальных гидротермальных системах может создавать условия для синтеза аминокислот и других элементов живой клетки, и сами гидротермальные системы в некотором смысле могут являться подобием «инкубаторов». Касательно возникновения древнейших биот можно отметить следующее. В условиях практически непрерывной импактной бомбардировки и масштабного кратерирования поверхности Земли практически исключена какая-либо возможность направленной эволюции уже возникших древнейших биот, сохраняющих в таких экстремальных условиях возможность лишь к примитивному воспроизведению во время и после импактных событий и вырабатывающих в таких условиях максимум приспособляемости к ним – биостагнацию. Следует отметить, что, по данным А. Гликсона (2004), в промежуток времени, близкий к 2.5 млрд лет (завершение космогенной стадии развития Земли), интервалы между импактными событиями достигали 6–7 млн лет по результатам радиологического датирования разновозрастных слоев импактных сферул. Можно предположить, что на более ранних стадиях (древнее 2.5 млрд лет) заметно возрастала частота таких событий, размеры импакторов и величина импактных кратеров и соответственно так же многократно усиливалось воздействие импактных процессов одновременно на много-

кратное преобразование, усложнение, полимеризацию первичных протопланетарных углеводов, возникновение и замедление эволюции ранних биот. Граничный рубеж 2.5 млрд лет, когда практически стали единичными крупные импактные события (Садбери, Вредефорт), мог изменить геодинамику Земли и переход от космогенной (импактной) геодинамики к эндогенной (Б. А. Блюман, 2002, 2004). Именно на этом рубеже, возможно, были созданы достаточно стабильные и благоприятные условия для возникновения многоклеточных организмов и их направленной эволюции – переход от прокариот к эукариотам. При этом одновременно, практически не эволюционируя, сохранились до наших дней прокариотовые бактериальные биоты и синезеленые водоросли (строматолиты), наверное, по причине гигантской, накопленной на протяжении почти двух ранних миллиардов лет энергии выживания и эволюционного консерватизма.

Дж. Бада [Bada, 2004] выделяет во временном интервале 4.5–4.3 млрд лет пребиотический мир. Далее в интервале 4.3–4.1 млрд лет, по его мнению, происходит переход к примитивной биотической химии (до-РНК мир). Последующий этап, совпадающий по времени с ТЛБ, проявившейся на Луне и Земле во время от 4.0 до 3.8 млрд лет, Дж. Бада делит на два подэтапа: мир РНК – саморепликации молекул и преобразование (3.8–3.5 млрд лет) РНК мира в мир ДНК (протеиновый) – предшественник высокоорганизованных форм жизни на Земле. Как видно, и здесь переход от пребиотического мира к миру ДНК Дж. Бада связывает с максимумом ТЛБ. Необходимо при этом отметить, что по причине различия масс Луны и Земли процессы импактной бомбардировки были значительно интенсивнее на Земле. Касательно максимума ТЛБ, выделенного на графике Дж. Бада, можно предположить, что возможно такой максимум в импактной бомбардировке Земли мог отсутствовать, а значимый перелом в ее интенсивности сместиться на рубеж 2.5 млрд лет. На фоне плавного убывания интенсивности импактной бомбардировки в интервале 4.5–3.0 млрд лет возможное заметное ее изменение (уменьшение) фиксируется на том же рубеже 2.5 млрд лет. Именно на этом рубеже и происходит, как уже отмечалось, появление слабометаморфизованного чехла протоплатформенных отложений на глубокометаморфизованных ТТГ и зеленокаменных поясах, появление калиевых гранитов, смена трендов – петрохимического (плагио- на калиевый) и изотопного (самариево-неодимового на рубидий-стронциевый) [Блюман, 2005], исчезновение глобальных проявлений масштабного стратиформного золотого оруденения и ВГФ, а также появление условий для возникновения и эволюции высокоорганизованных форм жизни.

Применительно к проблеме происхождения жизни можно предположить, что роль импактных событий могла лишь косвенно воздействовать на ее возникновение созданием большого разнообразия органических соединений, в том числе и аминокислот, в процессе шокового метаморфизма «первичных» метеоритных углеводородных соединений. Кроме того, благоприятные условия для «построения» первичных элементов бактериальной термофильной биоты создавались в области гидротермальных систем (железородные трубки) значительной вертикальной протяженности, формировавшихся в зеленокаменных прогибах и активно взаимодействующих с веществом базальт-коматиитовых ассоциаций.

Академик РАН А. Г. Заварзин [2004] – заведующий отделом Института микробиологии им. С. Н. Виноградского РАН, в проблеме возникновения жизни особо выделяет ряд положений (Вестник. РАН, т. 74, №9, 2004):

«1. Жизнь – эмерджентное свойство компонентов, объединенных в организм.

2. Множество объектов объединяются в систему взаимодействием и формируют в ней не свойственные множеству свойства – так называемы эмерджентные – это свойство возникло из взаимодействия и отсутствует у суммы невзаимодействующих компонентов. Компоненты организма могут искусственно поддерживаться вне его в виде мембранных везикул, работающих рибосом, ДНК и тем более содержащей энзимы цитоплазмы. Но воспроизводиться вне системы организма они не могут. Из бесклеточного экстракта, содержащего в нужной пропорции все компоненты, организм не возникает.

3. В качестве возможного предка «жизни» могут выступать гипертермофильные археобактерии, развивающиеся в глубине пород: функционально не согласующиеся с зависимостью от энергии Солнца сообщества.

4. Переход к окислительной обстановке... в прошлом Земли сопровождался планетарным железным циклом с формированием железистых кварцитов.»

Относительно недавно в геологический «оборот» вошел термин «геомикробиология» и в 1997 г. опубликован 35 том Минералогического общества Америки под названием «Геомикробиология: взаимодействия между микробами и минералами» [Geomicrobiology ..., 1997]. В авторском предисловии к этому тому Катрин Скиннер пишет о том, что сегодня формируется новое измерение в проблеме образования минералов, касающееся вклада микробов в эти процессы. Ясно, что на поверхности Земли «обитает» гораздо большее количество микробов, чем выявленное за несколько столетий количество минералов: минералов – 3600, а количество видов только прокариот составляет, по данным А. Г. Заварзина, – 1228! Исследователи Земли практически повсе-

местно обнаруживают взаимосвязи микробов и минералов. В глубинах океана выявлено значительное разнообразие микроорганизмов, включая и те, что ассоциированы с железо-марганцевыми конкрециями. То же самое обнаруживается в областях распространения гидротермальных скоплений сульфидов в срединно-океанических хребтах. Область геомикробиологии – разнообразие географических, геологических и биологических обстановок, включая созданные деятельностью человека рудничные шахты и пр. Электронная микроскопия позволяет сегодня прямо наблюдать морфологию минералов и микробов и их внутреннюю структуру. Этот метод в сочетании со спектроскопической техникой, изотопным анализом позволяет различать биологически контролируемые процессы минералообразования от абиотических. В создании тома «Геомикробиология» принимали участие микробиологи, специалисты по молекулярной биологии, биохимики, биофизики, биоинженеры и биоминералогии. Обсуждаются процессы взаимодействия между микробами и минералами, происходящие на поверхности и внутри клеток, результирующие процессы минералообразования и связанные с этим изменения геохимии водных растворов. Применительно к рассматриваемым вопросам взаимоотношений био- и рудогенеза в томе «Геомикробиология» специальный раздел 6 посвящен вопросам микробиальной железорудной биоминерализации.

В 2005 г. вышел из печати очередной номер журнала *Elements* (An International Magazine Mineralogy, Geochemistry, and Petrology. Vol. 1, no. 5), целиком посвященный характеристике роли геохимии и минералогии в происхождении жизни на Земле. В редакционной статье Р. М. Хизена «Породы, минералы и геохимическое происхождение жизни» отмечена способность поверхности кристаллов (графит, молибденит) образовывать аминокислоты – аденин, гуанин и «другие биологически интересные образования». При этом на поверхности этих минералов адсорбировались не только циклические молекулы, но и двумерные структуры, способные создавать условия для эмерджентности жизни. Те же «конструктивные» особенности присущи и таким минералам, как кварц и кальцит, которые способны на своих поверхностях к обособлению и концентрации аминокислот (Churchill et al., 2004). В работе Дж. Ферри (J. Ferris), опубликованной в том же номере журнала *Elements*, показано как минералы глины могут адсорбировать, выделять, организовывать и катализировать строительные блоки генетической «машинерии» жизни. Дж. Смит, рассматривая здесь же вопросы геохимического влияния на образование жизни, отметил, что еще в 1949 г. Дж. Берналл предвидел возможность возникновения жизни каталитическими условиями, возникающими на поверхности минералов: примитивные молекулярные ассоциации являются возможным следствием – результатом «триггерного» воздействия «органотфильных» поверхностей

минералов. Образованные в результате этого «триггерного» воздействия «живые клетки» определяют переход от «геохимического» к «биохимическому» миру.

Грэм Кейрн-Смит в статье, опубликованной в том же журнале, отмечает, что органические молекулы являются идеальными для образования высокоразвитых форм жизни (таких как бактерии) и требуют для этого наличия огромного числа различных молекул, строящихся из атомов С, Н, О, N, S. Автор считает, что возможное количество вариантов объединений, связывающих 200 атомов углерода и 400 атомов водорода, превышает количество электронов во Вселенной и равно примерно 1079, а большинство молекул протеина содержит более чем 600 атомов; другие органические соединения – еще больше атомов. Более того энзимы, сложенные в основном протеинами, содержат в одной цепи 20 типов сочетаний аминокислот. Типичная цепь может содержать 200 или 300 аминокислот. Так что конкретная последовательность является лишь одной из астрономического количества альтернатив (число электронов во Вселенной). Соответственно идеальными для манипуляций природной «инженерии» является естественный отбор наиболее «приемлемого» из вероятного количества вариантов. В качестве одного из таких механизмов природной селекции автор рассматривает минералы глины, широко распространенные в гидротермальных системах – «местах образования жизни» [Russel et al., 1997]. Применительно к рассмотренным выше ПЖК в качестве подобных гидротермальных систем могут выступать «железорудные трубки» – ассоциированные бактериальные сообщества.

В отношении роли импактных событий к подготовке «строительного» материала для последующего естественного отбора можно отметить следующее. С учетом приведенных выше данных о воздействии ударного метаморфизма на преобразование органических соединений предположим, что в процессе последовательных и «частых» импактных событий может происходить многократное «умножение» разнообразия органических соединений, в дальнейшем выступающих в качестве строительного материала для формирования высокоорганизованных форм органических соединений, окончательная «сборка» которых возможна в условиях гидротермальных систем и при участии минералов и, в частности, минералов глины. Разнообразие органических соединений, формирующихся в импактном процессе, способствует миллисекундная продолжительность этих процессов, их исключительная гипербаричность, высокотемпературность, резкая декомпрессия и, как следствие, неравновесность и незавершенность процессов преобразования исходного вещества. Отчасти эти же особенности рассматривались при характеристике минеральных включений в протогенетических частях зерен алмаза алмазоносных эклогитов. В протогенетических включениях каждое зерно одно-

го и того же минерала (гранат и клинопироксен) обладают отличными друг от друга особенностями состава, подтверждая тем самым, что в тех же условиях создается и гигантское разнообразие органических соединений, в последующем являющихся материалом для «совершенствования» и естественного отбора.

ЛИТЕРАТУРА

Блюман Б. А. Древнейшие алмазоносные эклогиты, тоналит-трондъемит-гранитоидные и базальт-коматиитовые ассоциации: возможная модель импактного происхождения. СПб.: Изд-во Пангея, 2005. 96 с.

Заварзин Г. А. Будущее отбирается прошлым // Вестник РАН. 2004. Т. 74, № 9. С. 813–822.

Мельник Ю. П. Генезис докембрийских полосчатых железистых формаций. Киев: Наукова думка, 1986. 236 с.

Тейлор С., Мак Леннан С. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Bada J. L. How life began on Earth: a status report // Earth and Planetary Science Letters (EPSL). 2004. Vol. 226. Pp. 1–15.

Fortin D., Langley S. Formation and occurrence of biogenic iron-rich minerals // Earth-Science Review. 2005. Vol. 72, no. 1–2, Pp. 1–19.

Geomicrobiology: Interactions between Microbes and Minerals. Washington: Mineralogical Society of America, 1997. 448 p. (Series: Reviews in Mineralogy, vol. 35).

Green D. H. Archean greenstone belts may include equivalent of lunar mare? // EPSL. 1972. Vol. 15. Pp. 263–270.

Hiromoto N., Toshimori S., Satoru N. et al. Ammonia and aminoacids formation by impact extra terrestrial objects on early ocean // 32th International Geological Congress: CD-ROM Abstracts Volume. Florence, 2004.

Kring D. A. Potential Habitats impact-generated hydrothermal systems // Abstracts of the 13th Annual V. M. Goldschmidt Conf. Geochim. et Cosmochim. Acta. Kurashiki, Japan, 2003. Vol. 67, no. 18. Suppl. 1. P. A236.

Mimura K., Arao T., Sugira M., Sugisaki R. Shock Reaction of Phenanthrene // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2002. Vol. 66, no. 15A. P. A513.

Ohtani E. Majorite fractionation and genesis of komatiite in the deep mantle // Precambrian Res. 1990. Vol. 48, no. 3. Pp. 195–202.

Russel M. J., Hall A. J., Boyce A. J., Fallick A. E. On Hydrothermal Convection Systems and the Emergence of Life // Economic Geology. 1997. Vol. 100, no. 3. Pp. 419–436.

de Ronde C. E. J., de Cyanner D. M., Faure K. et al. Fluid chemistry of Archean sea-floor hydrothermal vents: Implications for the composition of circa 3.2 Ga seawater // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1997. Vol. 61, no. 19. Pp. 4025–4042.

Smith A. D., Ludden J. N. Nd isotopic evolution of the Precambrian mantle // *EPSL*. 1989. Vol. 93, no. 1. Pp. 14–22.

de Wit M. J., Hart R., Martin A., Abbott P. Archean abiogenic and probable biogenic structures associated with mineralized hydrothermal vent systems and regional metasomatism, with implications for greenstone belt studies // *Econ. Geol.* 1982. Vol. 77, no. 8. Pp. 1783–1803.

Trendall A. F., Compston W., Nelson D. R. et al. SHRIMP zircon ages constraining the depositional chronology of the Hamersley Group, Western Australia // *Australian Journal of Earth Sciences*. 2004. Vol. 51, no. 5. Pp. 621–644.

de Waal S. A. The Nickel deposit at Bon Accord, Barberton South Africa – A Proposed Paleometeorite. *Mineral Deposits of Africa* / Eds. C. Anhausser, S. Maske. Geol. Soc. of S. Africa, 1986. Pp. 87–96.

Mineral deposits of Southern Africa. Vol. 1 / Eds. C. R. Anhaeusser, S. Maske. Special Publications, Geological Society of South Africa. 1986. 1020 p.

Westall F. Geochemical environment and earliest life on Earth // *Abstr. 32nd IGC. Florence, 2004*.

Westall F., Marchesini D. Early Archean microbial biofilms and their influence on volcanoclastic and chemical sedimentation // *Abstracts of the 12th Annual V. M. Goldschmidt Conf. Geochim. et Cosmochim. Acta. Davos, Switzerland, 2002. Vol. 66, no. 15A. Suppl. 1. PA830*.

Westall F. An early and rapid colonization habitable niches on the Earth // *Geochim et cosmochim Acta. Vol. 67, suppl to N 18, 2003. Pp. A530*.

Эволюция событий истории Земли: от гадея до кембрия

Вначале следует подчеркнуть, что проведенный автором анализ эволюции событий истории Земли от аккреции гадея до начала фанерозоя основан на материалах по геологическому строению и металлогении различных типов глобальных тектонических структур Земли – щитов, древних платформ и их складчатого обрамления. Значительная часть докембрийских кристаллических комплексов скрыта под плитными комплексами древних платформ и осадочно-вулканогенными складчато-надвиговыми комплек-

сами подвижных областей фанерозоя. Данный факт ограничивает обоснованность приводимых далее выводов, следующих из проведенного анализа. С учетом того, что анализируемые геологические и металлогенические события в рассматриваемом интервале времени 4.4–0.9 млрд лет носили глобальный характер, можно предположить, что сведения, полученные на материалах по сравнительно ограниченным площадям, перечисленных выше структур, все-таки могут являться представительными для оценки эволюции событий ранней Земли, в глобальном масштабе.

Оценивая в целом эволюцию геологических и металлогенических событий в хронологии ранней истории Земли, можно предварительно отметить их значимые особенности:

– рассматриваемые события распространены неравномерно как в геологическом пространстве, так и во времени: сходные (но не аналогичные) по ряду особенностей состава, строения и времени становления зеленокаменные прогибы и осадочные бассейны могут являться или «эндемиками», как древнейший осадочный бассейн Исуа, или, будучи близко одновременными, располагаться в разных участках Земли – Атабаска и Мак Артур и т. д.;

– в ранней истории развития Земли происходит направленная эволюция геологических и металлогенических процессов, сущность которой заключается в том, что каждое из совокупно развивающихся геологических и металлогенических событий последующей стадии наследует во многом особенности событий предыдущей стадии;

– в такой трактовке на первый план выходит значимость не только временного интервала события (событий), сколько геологическое и металлогеническое содержание происходящих событий, которое является «знаком», определяющим структурно-вещественную, а не временную (датировочную) характеристику данного события (событий);

– достаточно определенно выявляется эволюционная направленность событийной истории развития Земли, соответственно, так же выявляется ограниченность использования принципа актуализма и, особенно, униформизма для теоретических – общегеологических и практических – металлогенических (прогнозно-металлогенических) построений при анализе событий в истории Земли;

– в докембрии – архее и протерозое – во многом были заложены – сформированы – геологические и металлогенические особенности разных участков Земли, которые в дальнейшем могли определять совокупную геолого-металлогеническую специфику их последокембрийского – фанерозойского развития;

– еще в ранней истории Земли могла быть заложена унаследованная в последующем геолого-металлогеническая делимость – неоднородность различных участков поверхности Земли;

– уже на ранних стадиях развития Земли была проявлена определенная специализация как в «стиле» геологического развития, так и в металлогенической продуктивности различных участков литосферы Земли, сущность которой (продуктивности) могла заключаться в том, что потенциально металлогенически продуктивными являлись те участки, где на поверхность Земли в различных масштабах были выведены базальт-коматиитовые ассоциации, обогащенные многими элементами – потенциально рудообразующими;

– преобразования субстрата зеленокаменных прогибов способны привести содержащиеся в нем элементы в миграционно способное состояние, а создание разнотипных градиентных систем в этом субстрате могло обусловить перемещение, миграцию, концентрацию и локализацию различных, в том числе и рудообразующих, элементов в таких системах;

– в отношении металлогенической продуктивности событий, происходивших еще на ранней стадии развития Земли, разделились металлогенические «судьбы» потенциально металлогенически малопродуктивной мафической (мафическо-салической) гранулитовой протокоры и потенциально продуктивных зеленокаменных областей, наиболее экстенсивно развивавшихся в ранней истории Земли;

– с учетом того, что эти различные по металлогенической продуктивности и вмещающие сформированные в раннем докембрии месторождения оказались впоследствии, начиная с позднего протерозоя, погруженными в фундамент платформ и подвижных областей, они могли в процессе реювенации по [Рундквист, 1993] во многом определять как металлогеническую продуктивность фанерозойских рудообразующих процессов, так и возможность формирования крупных и суперкрупных месторождений, используя ресурсы ранее сформированных рудных концентраций;

– следует отметить моногенность и относительную «монометальность» наиболее ранних в истории Земли месторождений, ассоциированных с гранит-зеленокаменными областями и осадочными бассейнами Исуа Гренландии, Хамерсли Австралии, Барбертон Южной Африки;

– последовательное появление и все более широкое распространение осадочных супракрустальных бассейнов вначале в связи, а позднее вне связи с гранит-зеленокаменными областями характеризуется полигенностью, полихронностью

и полиметалльностью месторождений, ассоциированных с этими бассейнами: Витватерсранд Южной Африки, Атабаска Канады, Мак-Артур Австралии;

– в последующем – после временного рубежа 2.5 млрд лет и широкого распространения гранитного, щелочного магматизма, складчатости, зонального метаморфизма – все более обычным становится полигенность и полихронность месторождений, в осадочных бассейнах преобразованных в складчато-надвиговые области, в которых все более широкое распространение получают месторождения литофильных элементов, ассоциированных с изверженными породами кислого и щелочного составов;

– представляется достаточно определенной направленность эволюции геологических и металлогенических событий во временном интервале от 3.8 до 0.9 млрд лет, которая сопровождается определенными «переломными» моментами в режимах формирования супракрустальных бассейнов, проявлении эндогенных процессов магматизма, метаморфизма (полиметаморфизма) и металлогении.

Вполне определенный интерес в плане понятий «эволюции» и «историзма» представляют уже упоминавшиеся переломные моменты, проявленные на фоне направленной эволюции геологии и металлогении ранней истории Земли. Рассматривая древнейшие ассоциации кристаллических пород эндербит-чарнокитовых или гиперстен-гранулитовых (базит-гранулитовых) и «полярных» им по петрохимическим характеристикам ассоциации «серых гнейсов» – тоналит-трондьемит-гнейсовых, можно прежде всего подчеркнуть их повсеместное – панглобальное (в пределах континентов) – распространение и, наряду с этим, последовательное вовлечение в более поздние процессы ремобилизации-полиметаморфизма, совпадающие с определенными во времени эпохами эндогенной активности. Не везде и не повсеместно радиологическими датировками фиксируются эти эпохи, что может означать существование в различных регионах в определенные временные интервалы периодов «стагнации», а в других регионах в это же время активное проявление эндогенных процессов и преобразование древнейших комплексов. Все это указывает на то, что в ранней истории Земли могла существовать неравномерность в геологическом пространстве процессов образования и преобразования древнейшего субстрата, во многом определившая неоднородность – латеральную и вертикальную – состава и строения этих полнокристаллических комплексов. Один из возможных способов происхождения первичной коры (протокры) рассматривается в этой работе как продукт термохимического высокобарического и высокотемпературного взаимодействия панглобального базальтового океана гадея, непосредственно соприкасающегося в высокотемпературных и высокобарических условиях с первичной газовой оболочкой Земли, и формирование в процессе такого

взаимодействия совокупно формирующихся панглобальной мафической протокры и все более окисленной протоатмосферы. Именно такой все более усиливающийся эффект взаимодействия может определять появление и в дальнейшем становление водонасыщенной окисленной атмосферы, отделяющейся и одновременно отдаляющейся от непосредственного соприкосновения и взаимодействия с протокорой. Этот процесс осложняется импактным воздействием на формирующуюся протокуру, итогом которого может быть сегрегация из мафической протокры тоналит-трондьемитовых комплексов и в целом верхней гранитно-метаморфической коры.

Автором [Блюман, 2005; 2007] рассматривались гипотетические модели формирования и преобразований протокры с участием импактных процессов на стадии поздней аккреции в результате импактного взаимодействия крупных метеоритных тел (планетезималей) с базальтовым магматическим океаном и с мафической протокорой. Процесс, экспериментально воспроизведенный в гипербарических условиях [Rapp, Watson, Miller, 1991], приводит к разделению мафического субстрата на «легкий» материал ТТГ состава и гранулит-эклогитовый «тяжелый» рестит. Импактное взаимодействие планетезималей с протокорой, возможно, не было повсеместным, и вследствие этого можно предположить, что на поверхности Земли могли сохраниться участки, не подвергшиеся импактному преобразованию – участки, в пределах которых сочетаются мафическая протокура и деплетированная протомантия. Такое сочетание теоретически может присутствовать в пределах Мирового океана в срединно-океанических хребтах, где совмещены кристаллические мафиты третьего слоя коры океанов, не имеющие аналогов в древнейших комплексах континентов, и деплетированная, судя по изотопным характеристикам базальтов, мантия. В обоих случаях и для мафитов, и для мантийных перидотитов получены раннедокембрийские датировки. Все это позволяет предполагать, что в пределах отдельных частей Мирового океана могли сохраниться фрагменты древнейшей мафической протокры и деплетированной протомантии. В силу неизвестных обстоятельств первичная кора (ныне сохранившаяся в срединно-океанических хребтах океанов), в отличие от других океанических структур – океанических островов, глубоководных плато, асейсмичных хребтов, островных дуг, – осталась неизменной, в то время как первичная кора континентов неоднократно и в силу ряда обстоятельств подвергалась направленному изменению в разное время и с различной интенсивностью подвергается процессам преобразования – полиметаморфизма, фиксируя тем самым в этих местах проявления эндогенной активности.

Формирование первых и последующих супракрустальных прогибов, ассоциированных с формированием зеленокаменных прогибов (впоследствии гранит-

зеленокаменных областей), сосредоточено в различных участках Земли крайне неравномерно и в пространстве и во времени в промежутке времени преимущественно охватывающем временной интервал 3.4–2.6 млрд лет. В интервале 2.8–2.6 млрд лет впервые ареально и также ограничено по месту появляются граниты и ассоциированное с ними оруденение. Время 2.5 млрд лет – период, когда преимущественно не формировались зеленокаменные прогибы, а широкое распространение получили осадочные бассейны с присущей им металлогенией. Далее во временном интервале 2.3–1.8 млрд лет вновь в значительно меньшей мере по сравнению с предыдущими промежутками времени продолжают формироваться зеленокаменные прогибы и с этим временным интервалом отмечается также знаменательный «всплеск» проявления калиевых гранитов, щелочных пород. Во временном интервале 1.7–1.6 млрд лет практически не появляются зеленокаменные прогибы, а ранее сформированные прогибы и гранит-зеленокаменные области подвергаются наложенным преобразованиям. Одновременно получают широкое распространение разнообразные осадочные бассейны, в пространственной связи с которыми проявлен дифференцированный интрузивный магматизм и формирование наземных так же дифференцированных вулканоплутонических ассоциаций. И наконец, для докембрия так же знаменателен временной интервал 1.1–0.9 млрд лет – время формирования чехла древних платформ, значительных по площади и дифференцированных по тектоническому режиму становления осадочных бассейнов, которые впоследствии превращаются в складчато-надвиговые подвижные пояса – гренвиллид, кибарид, рифейд, представляющих собой в конечном счете складчато-надвиговые системы – предшественники таковых, получающих преобладающее распространение в фанерозое. Синхронно с осадочными бассейнами, становление которых происходит в нестабильных тектонических условиях, формируются в стабильных условиях плитные комплексы древних платформ, а также слагают основание длительно развивающихся приплатформенных прогибов или формируются в межкратонных прогибах (Дамаро-Катангский). Условия становления этих структур определяют во многом своеобразие и разнообразие размещенной в них металлогении. Именно начиная с рифея (позднего докембрия) происходит последовательное, нарастающее со временем погружение раннедокембрийских ассоциаций (базит-гранулитовых, ТТГ, ГЗО и протоплатформенных прогибов вместе с размещенным в них оруденением) под «покров» осадочных и осадочно-вулканогенных толщ рифея и впоследствии фанерозоя. По-разному складывается «судьба» погруженного древнейшего основания и размещенных в нем месторождений. Они могут оставаться относительно ненарушенным в основании древних платформ и не вовлекаться в преобразования, связанные во времени с формированием осадочного

чехла. Поиную продолжаетея «жизнь» кристаллического основания и содержащихся в нем месторождений, располагающихся в основании осадочных бассейнов позднего докембрия и фанерозоя в процессе их превращения последовательно в складчато-надвиговые системы. Проявления в этих системах на разных стадиях их развития процессов магматизма, регионального метаморфизма, вулканизма зарождаются в кристаллическом раннедокембрийском основании, частично или полностью его преобразуя. Этим преобразованиям подвергается не только субстрат этого основания, но и ранее сформированные в нем рудные месторождения, вовлекая рудное вещество месторождений в процессы реювенации [Рундквист Д. В., 1993; Рундквист Д. В., Рундквист И. К. 1994]. Основные признаки этого процесса Д. В. Рундквист характеризует следующим образом: «Слово “реювенация” (rejuvenation – омоложение) ранее в учении о месторождениях полезных ископаемых использовалось для обозначения нарушений в нормальной последовательности формирования гидротермальных месторождений, возобновления более ранних высокотемпературных стадий развития. В настоящее время в металлогении это понятие приобретает более широкий геологический смысл, обозначая региональные процессы омоложения коры – проявления новых процессов магматизма и метаморфизма, рудообразования в регионах с ранее сформированной континентальной корой. Преобразование континентальной коры сопровождается процессами складчатости, пластичного течения на глубоких горизонтах и трещинообразования в верхнем структурном этаже. Применительно к рудообразованию представляется необходимым в свете новых геологических и изотопно-геохимических данных также расширить понятие “реювенация”. В понимании автора, процессы реювенации сопряжены с преобразованием коры и заключаются в регенерации руд ранее созданных месторождений и в возникновении новых генетических типов либо путем ремобилизации – выщелачивания рудных элементов из подстилающих и вмещающих пород и их переотложения и концентрации, либо в результате привноса новых мантийных элементов (Ni, Co, Cu, Pt, Au и др.)».

Подтверждением правомерности выделения процессов реювенации и их роли в полиметаморфическом преобразовании раннедокембрийской коры является статья Е. А. Белоусова, А. Рейда, В. Гриффина и С. О’Рейли (2010) «Реювенация или рециклинг архейской коры в кратоне Гоулер, Южная Австралия: данные уран-свинцовой и гафниевоу изотопии детритовых цирконов». Авторы этой статьи выделяют, по данным представительных изотопных исследований, последовательные стадии преобразования раннедокембрийской коры (млрд лет): 2.54–2.45; 2020; 1.853; 1.743; 1.600 и 1.169. Эти данные интерпретируются как доказательства неоднократного вовлечения архей-

ского основания в эндогенные протерозойские события и свидетельствуют о том, что эти события доминировали в процессе протерозойской переработки (реювенации) глубинных архейских «источников» (sources). Роль процесса реювенации в образовании или преобразовании месторождений может быть достаточно велика, в том случае если новообразованное месторождение располагается «на одной оси» – совместимо с ранее сформированным месторождением в докембрийском основании. Не случайно упомянутая работа охватила исследованиями и район месторождения Олимпик-Дэм. Характерно, что результаты изотопного датирования показывают, что после 1.8 млрд лет эволюция щита Гоулер отличается, по данным этих авторов, от близ расположенных блоков Маунт-Айза и Брокен Хилл во временном интервале 1.8–1.55 млрд лет, что еще раз подчеркивает латеральную неоднородность тектонических и металлогенических событий в одном регионе. В связи с процессами реювенации может получить иное толкование положение о закономерностях размещения и концентрации рудных месторождений. Возможно предположить, что эти закономерности определяются не только тектоническими особенностями системы, в которой происходит формирование месторождения, но и зависят от наличия в основании этой системы ранее сформированного раннедокембрийского оруденения. Соответственно, местоположение «нового», реювенированного [Рундквист, 1993] месторождения может зависеть от местоположения «под ним» в раннедокембрийском основании ранее сформированных месторождений. В связи с этим по-иному может рассматриваться и проблема появления и размещения крупных и сверхкрупных месторождений, обычно полигенных и полихронных. Их формирование и размещение также может быть связано с вовлечением в рудный процесс уже сконцентрированного в раннем докембрии рудного вещества, располагающегося в основании рифейской или фанерозойской подвижной области. Необходимо учитывать, что в основании рудообразующей фанерозойской системы могут располагаться разнотипные структуры раннего докембрия с присущей им металлогенией: гранулит-базитовые и ТТГ ассоциации, разновозрастные ГЗО, протоплатформенные осадочные бассейны. Соответственно, закономерности размещения месторождений в раннедокембрийском основании приобретают новое принципиально важное значение для выявления закономерностей размещения месторождений в фанерозойских подвижных областях, как и закономерности появления и локализации в них крупных и сверхкрупных месторождений с учетом возможного вклада в их формирование рудного вещества, сформированного в раннем докембрии.

Направленность развития глобальной металлогении в пространстве и во времени на примере крупных и сверхкрупных месторождений рассмотрена Д. В. Рундквистом

[1968]. Отмечено, что общее количество месторождений в палеопротерозое в два раза меньше, чем в палеозое, в 2.1 раза меньше, чем в мезозое, и в 2.6 раза меньше, чем в кайнозое. При этом продолжительность палеопротерозоя превышает эти эры в 3.1, 4.9 и 13.7 раз соответственно и отчетливо отражает нарастание рудогенной активности в геологической истории.

К этому можно лишь добавить, что проблема направленного и необратимого развития металлогении во времени прямо соответствует одному из базовых положений синергетики – о «стреле времени», направленности, неравновесности и необратимости процесса всякого развития, в том числе и развития процессов рудообразования. В связи с этим вполне уместно применительно к металлогении отказаться от униформистских и детерминистских представлений о сходстве обстановок рудообразования в докембрии и после него. В связи с этим кажется вполне очевидной не применимость для металлогенических построений в докембрии и фанерозое «напрямую» геодинамических обстановок современных океанов еще хотя бы и потому, что «в то время как существующая океаническая кора, за исключением ее небольших фрагментов, хранит записи о событиях давностью не более 200 млн лет, континентальная кора является хранилищем следов геологических событий более древних эпох. Следовательно, свидетельства о ранних геологических событиях могут быть найдены только в континентальной коре» [Тейлор, Мак Леннан, 1988]. Рассмотрение пространственно-временных особенностей тектоники и металлогении раннего докембрия (дорифея) позволяет в первую очередь подтвердить положение о направленности и необратимости развития этих процессов в временном интервале от 3.8 до 1.1–0.9 млрд лет. Другим не менее важным следствием, вытекающим из проанализированного материала, является то, что и тектоника, и рудообразование в рассматриваемом временном интервале характеризуются своеобразием их проявления во времени и пространстве. Иначе говоря, в одном и том же временном интервале в разных местах могут быть проявлены разные и тектонические и металлогенические события. К тому же выявляются периоды тектонической и металлогенической «стагнации», сменяющиеся периодами глобальной или региональной и тектонической и металлогенической активности. При этом в целом такая активность направленно возрастает во времени и становится все более распространенной в пространстве. Со временем становится все более выраженной полигенность и полихронность формирования оруденения, возрастает его разнообразие и все более значимую роль приобретают процессы реювенации ранее сформированного оруденения.

Одновременно из всего сказанного вытекает положение о неправомерности униформистских построений в металлогении и использование в металлогенических построениях (металлогеническом анализе) геодинамических обстановок, присущих геодинамическим обстановкам современных океанов. Ко всему этому следует добавить необходимость введения в более широкий оборот положения о роли процессов реювенации раннедокембрийского оруденения в процессе формирования после раннедокембрийских и фанерозойских структур, в основании которых размещены не только нижне-верхнекоровые комплексы консолидированной коры, но и содержащееся в них оруденение.

Оценивая в целом специфику геологических и металлогенических событий в ранней истории Земли можно предварительно отметить следующие значимые особенности таких событий:

– металлогеническую «непродуктивность» древнейших тоналит-трондьемит-гнейсовых и «комплементарных» им гранулит-базитовых (эндербит-чарнокитовых) комплексов, с одной стороны, а с другой – наоборот ярко выраженную устойчивую продуктивность супракрустальных прогибов и зеленокаменных прогибов, становление которых происходит в условиях активного тепло- и массообмена между основанием и формирующимся осадочным бассейном;

– относительно высокотемпературные условия проявления син- и постседиментационных преобразований вещества супракрустальных бассейнов способствуют поддержанию вещества пород и поровых растворов в геохимически возбужденном состоянии, что может определять и повышенную его миграционную способность к мобилизации и миграции и локализации на границах различных литологически и геохимически неравновесных сред в условиях относительной тектонической мобильности основания и чехла супракрустальных прогибов;

– последовательное со временем появление и все более широкое распространение осадочных бассейнов, вне связи с зеленокаменными прогибами;

– в последующем – после временного рубежа 2.5 млрд лет и широкого распространения гранитного магматизма, складчатости, зонального метаморфизма – все более обычным становится полигенность и полихронность месторождений в осадочных бассейнах и все более широкое распространение месторождений литофильных элементов, ассоциированных с изверженными породами, кислого и щелочного состава;

– в последующие этапы и в позднем докембрии, и, возможно, в фанерозое вовлечение ранее сформированных в раннем докембрии месторождений в процессы реювенации, по Д. В. Рундквисту [1993] и формирование полигенного и полихронного пере-

распределения и концентрации – формирования «переотложенных» руд, сохраняющих специфику раннего оруденения;

– в свете рассмотренных материалов представляется достаточно оправданным положение о направленной эволюции в составе и строении, а также и металлогении супракрустальных прогибов во временном интервале 3.6–1.1 млрд лет, которая сопровождается определенными «переломными» моментами и в режимах тектогенеза, проявлении эндогенных процессов магматизма, метаморфизма (полиметаморфизма) и металлогении.

Вполне определенный интерес в плане «историзма» докембрия представляют уже упоминавшиеся переломные моменты, проявленные на фоне направленной эволюции состава и строения супракрустальных осадочных и вулканогенно-осадочных – зеленокаменных прогибов и их металлогении. Здесь нужно отметить, что не везде и не повсеместно фиксируются эти, в том числе и близко одновременные прогибы, но отчетливо проявляется тенденция к увеличению их количества во времени и одновременное уменьшение количества и разнообразия зеленокаменных прогибов.

Время 2.5 млрд лет – знаковый переломный момент в ранней истории Земли, когда отчетливо уменьшается количество и распространение зеленокаменных прогибов на фоне возрастающего количества и разнообразия осадочных бассейнов, разнообразия и значительных масштабов формирования эндогенных кристаллических – магматических и метаморфических комплексов и широкое распространение гранитов калиевого ряда. И наконец, для докембрия так же знаменателен временной рубеж 1.1 млрд лет – время формирования крупных и дифференцированных в тектоническом отношении осадочных и вулканогенно-осадочных бассейнов, впоследствии превращенных в складчато-надвиговые пояса. Синхронно в неопротерозое образуются обширные бассейны, слабо дифференцированные в тектоническом отношении и формирующие плитные комплексы древних платформ, а также слагающие основание длительно развивающихся платформенных прогибов или формирующиеся в межкратонных прогибах (Дамаро-Катангский). Условия становления этих структур определяют во многом своеобразие размещенной в них металлогении. Именно начиная с неопротерозоя происходит последовательное, нарастающее со временем погружение раннедокембрийских комплексов (вместе с размещенным в них оруденением) под «покров» осадочных и осадочно-вулканогенных толщ рифея и впоследствии фанерозоя. По-разному складывается «судьба» погруженного древнейшего основания и размещенных в нем месторождений. Они могут оставаться относительно ненарушенным в основании древних платформ и не вовлекаться в преобразования, связанные во времени с формированием

осадочного чехла. По иному продолжается «жизнь» кристаллического основания и содержащихся в нем месторождений, располагающихся в основании осадочных бассейнов позднего докембрия и фанерозоя в процессе их превращения последовательно в складчато-надвиговые системы.

В заключении автор считает возможным поделиться с коллегами рядом положений, вытекающих из проведенного анализа геологических и металлогенических событий ранней истории Земли. Эти положения касаются трех вопросов: время, гидросфера, тектоническая терминология.

Время. Опыт работы автора с опубликованными отечественными и зарубежными публикациями по затронутым вопросам геологического и металлогенического развития раннего докембрия показал, что в подавляющем большинстве случаев значительное внимание в исследованиях последних десятилетий и у нас и за рубежом уделяется вопросам датирования геологических образований. В просмотренных работах, в особенности опубликованных в последние десятилетия, основное внимание (нередко в ущерб другим геологическим и металлогеническим структурно-вещественным характеристикам) уделяется датированию – определению времени проявления определенного процесса. При этом широко используется определение радиологического возраста по циркону, хотя в большинстве случаев известна полихронность формирования и образования, и преобразования циркона в эндогенных кристаллических и в осадочных породах, и в большинстве случаев такое датирование рассматривается традиционно как «абсолютный возраст». Несмотря на то, что этот термин «родом» из прошлого столетия, он снова приобретает роль арбитра при решении конкретных геологических и металлогенических вопросов, а также вопросов расчленения и корреляции (внутри региональной, межрегиональной и глобальной) геологических и металлогенических событий. Относительно возможности использования данных радиологического датирования для целей их сопоставления в различных местах можно заметить, что вполне определенные геологические и металлогенические события происходят по-разному и в разное время в различных местах. Сопоставление – корреляция таких комплексов в первую очередь может основываться не на их датировании разными методами, а на основе анализа вполне конкретных геологических и совокупных им металлогенических событий – структурно-вещественных особенностей состава и строения сопоставляемых событий, и только после этого может в качестве корректирующего признака использоваться радиологическое датирование. Целесообразность такого положения определяется в том числе и хорошо известному геологам, в особенности геологам-съемщикам, признаку того, что в одно и то же время в разных

местах могут происходить несхожие события и процессы, и корреляция с использованием только радиологических датировок может привести к некорректным и общегеологическим, и общеметаллогеническим результатам. Смысл сказанного заключается в том, что возведение радиологических датировок в «абсолют» может приводить к неверным выводам в общегеологическом и металлогеническом отношениях. В методическом отношении сегодня действует принцип – сначала датировка, а остальное потом, при том, что такой подход во многих случаях и экономически нецелесообразен, в отличие от другого подхода – сначала завершённые геологические и металлогенические построения, а датирование потом (утром деньги, вечером – стулья).

Широкое распространение такого методически не корректного подхода объясняется, по мнению автора, доступностью современных методов датирования и придания этим методам свойства «волшебного кристалла», в котором все видится «розовым» и правильным. В процессе составления государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000 такой кажущийся легким и доступным прецизионный подход нередко используется в ущерб собственно геологическим и металлогеническим данным.

И в целом можно предположить, что исключительное значение, придаваемое времени (возрасту) в геологии и металлогении, незаслуженно переоценено. Конкретный пример из рассмотрения времени заложения сходного типа супракрустальных прогибов в ранней истории Земли. И в этом случае важной становится не датированная возрастная граница, а проявление прогибов – впадин определенного типа (вначале «эндемик» Исуа, затем последующие прогибы типа Витватерсранда, Хамерсли, а затем и прогибов Атабаска, Мак-Артур, Онежского и т. д.). При этом каждый из них обладает локальными, свойственными только ему, и общегеологическими, и металлогеническими характеристиками. И вот здесь важно задуматься еще раз над тем, что же важнее: датировки или существо формирующихся прогибов впадин, распределенных неравномерно в глобальном смысле и обладающих несходством металлогении. Неодолимое желание определиться во времени (этого не избежал и автор работы) происходит во многом в ущерб необходимости определиться в геологическом пространстве. Это замечание относится в первую очередь к эндогенным кристаллическим образованиям и в значительной мере не может быть отнесено к фанерозойскому палеонтологическому датированию. Метод палеонтологического датирования традиционно в первую очередь привязан к геологическому пространству – в стратиграфическом разрезе с учетом

принципа Стенона и к геологической структуре вплоть до деталей отбора образцов для определения геологического, а не радиологического, как в первом случае, возраста.

Возможно, кому-то может показаться, что эти оценки и методические подходы излишне предвзяты, но именно анализ геологического и металлогенического развития различных стадий Земли и присущего этим стадиям направленное видоизменение и геологии и металлогении определенных структур показал первостатейную важность не столько оценки их возраста, сколько характерных геологических особенностей, направленно эволюционирующих в ходе геологического и металлогенического развития на начальных и ранних стадиях развития Земли, еще раз подчеркивая значение таких геологических методов, как историческая геология и историческая металлогения.

Гидросфера. Анализ состава, строения и закономерностей размещения в пространстве и времени супракрустальных прогибов и соответствующих им структурно-вещественных комплексов показывает следующее. До формирования древнейшего супракрустального комплекса Исуа (3.6 млрд лет) – времени появления первого в истории земли осадочного бассейна – в течение предыдущих стадий после завершения поздней аккреции могло происходить активное термохимическое взаимодействие вещества базальтового океана и протоатмосферы в высокотемпературных и высокобарических условиях. Продуктом такого взаимодействия, в котором участвовали вначале базальтовый магматический океан и протоатмосфера, могло быть формирование мафической протокоры и начальные преобразования протоатмосферы. Впоследствии таким же образом могли формироваться и комплексы амфиболитовой фации, когда-то представлявшие собой своеобразные протосупракрустальные образования. Вполне могло быть и то, что именно эти исключительно высокотемпературные и высокобарические условия термохимического взаимодействия вначале магматического базальтового океана, а затем и мафической протокоры с протоатмосферой создали условия формирования комплексов, которые привычно называют метаморфическими. Можно предположить, что комплексы гранулитовой и амфиболитовой фаций по существу являются «первичными» и не образованы в результате метаморфизма первичного осадочного, интрузивного или эффузивного субстрата. В это время (4.5–4.4 и отчасти 4.4–3.6 млрд лет), в особенности в начальные стадии, мафическая протокора могла возникнуть в результате преобразования – кристаллизации – базальтового океана. На заключительных стадиях аккреции новообразованная высокотемпературная и высокобарическая протоатмосфера начинает взаимодействовать – условно этот процесс можно назвать термохимическим – с веществом протокоры и формировать гранулитовые комплексы условно двух типов – с полным и сокращенным разрезами. Про-

дуктами такого взаимодействия могут являться, с одной стороны, дифференцированные гранулитовые комплексы, в разрезе которых присутствуют и кварциты и карбонатные породы, а с другой стороны, протоатмосфера в этом взаимодействии теряет избыток восстановленных газов (типа углекислого газа, метана и др.) и относительно «остывает», становясь или приобретая все более окисленный и насыщенный парами воды характер. Процесс предполагаемого взаимодействия протокоры и протоатмосферы может быть (естественно, с существенными ограничениями) сопоставлен с процессом и раннепротерозойского выветривания (бассейны Атабаска, Мак-Артур) или же с процессами фанерозойского и современного выветривания. По существу значимых различий между ними (подчеркиваю, по существу) наверное, нет. Но какова же судьба гидросферы – земной – в процессе такого взаимодействия? Трудно предположить, что на ранних стадиях развития Земли в условиях «горячей» – несколько сотен градусов Цельсия температуры и первых сотен бар давления на поверхности протокоры и соприкасающейся с ней протоатмосферы могли существовать какие-либо условия конденсации водных паров, тем более что такое взаимодействие происходило в том числе и во время тяжелой лунной бомбардировки (3.9 млрд лет) в условиях практически непрерывной бомбардировки поверхности планеты крупными планетезималями, которые вскрывали более горячие и глубинные части протокоры, не давая возможности ей непрерывно охлаждаться. Можно предполагать (см. выше), что образование первого в геологической истории и наиболее древнего бассейна (Исуа – 3.6 млрд лет) происходило не без участия импактного процесса, свидетельством чего являются и форма бассейна, и ряд его геохимических и биохимических особенностей. При этом, возможно, в связи с импактным процессом здесь, так же как и в дальнейшем, были выброшены (условно) на земную поверхность в основание палеобассейна тяжелые – плотные ультрамафические расплавы, причем этот процесс происходил в условиях сосуществования высокотемпературных и, соответственно, исключительно пластичных протокоры и протомантии. Здесь так же, как в более поздних прогибах, формировались существенно хомогенные осадки, в том числе и полосчатые железистые кварциты.

Каким же образом здесь смогла сформироваться первая очень локальная в планетарном масштабе гидросфера первого супракрустального бассейна? Предположительно, модель ее образования может быть следующей. Гигантский огненный шар импактных выбросов на стадии формирования кратера, захвативший вещество протоатмосферы, мог подняться выше ее верхней границы, где конденсировался и вместе с веществом дезинтегрированной протокоры и ударинка – вещества планетезимали –

обрушился в виде гигантского столба, основным компонентом которого является вода, конденсированная – охлажденная выше верхней границы протоатмосферы, обрушившаяся и заполнявшая сформированную впадину импактного кратера. Масса такой «протогидросферы» могла быть велика и, естественно, не поддается количественной оценке. Но такой или несколько видоизмененный сценарий повторяется в более поздних прогибах – осадочных бассейнах – Барбертон и Хамерсли, где в бассейновых осадках присутствуют сферулы импактного происхождения, а в составе отложений, заполняющих бассейн, преобладающе распространены как и раньше существенно хемогенные отложения, а крупно- и грубообломочные фации распространены лишь по периферии бассейнов. И так же по периферии распространены аллювиальные отложения (Атабаска, Витватерсранд, Удокан) – следы водных потоков – «рек», которые сливались в палеобассейн, возможно, в силу того обстоятельства, что площадь выпадения гидросферы из атмосферы могла быть значительно большей, чем собственно образованного бассейна. Подобные русла аллювиальных отложений формируются и по периферии более позднего бассейна Атабаска, питающие собственно и этот бассейн и сопредельные изолированные от бассейна Атабаска другие бассейны этого региона (Телон и др.). Пожалуй, самое примечательное и в геодинамическом отношении наиболее важное то, что в промежутке времени от 3.6 до 1.7 млрд лет на поверхности планеты существовали лишь изолированные бассейны, состав, строение и металлогения различались так же, как различалось и время заложения этих бассейнов, и их металлогения. Их металлогения во многом определялась составом и строением, геохимическими особенностями фундамента, на котором они формировались. Например, Атабаска с присутствием в фундаменте углеродистых потенциально ураноносных гнейсов или Витватерсранд, в основании которого зеленокаменные толщи, по существу представленные обогащенной недеплетированной мантией. В случае бассейна Атабаска промежуточным коллектором многих, в том числе и рудных, элементов, могли быть и коры выветривания, расположенные в основании прогиба и «снесенные» руслами в его же основание.

Итогом всего этого может быть положение о том, что в ранней истории Земли во временном интервале 3.6–0.9 млрд лет на поверхности планеты не существовало океана, который может появиться лишь много миллионов лет спустя. Из этого следует и другой вывод: базовые положения тектоники плит не могли быть реализованы применительно к ранней истории развития Земли.

Тектоническая терминология используется для определения структур различной морфологии и происхождения совместно с их структурно-вещественными характеристиками. Разнообразие таких терминов, особенно в отечественной геологической ли-

тературе, чрезвычайно велико. В данном случае автор столкнулся с таким разнообразием в процессе анализа состава и строения докембрийских супракрустальных комплексов, которые анализируются в работе во временном интервале от 3.6 до 0.9 млрд лет. К такого рода структурам – структурно-вещественным комплексам – и в отечественных, и в зарубежных (в последней в значительно меньшей мере) публикациях используются такие термины, как прогибы, бассейны, мульды, протоплатформенные прогибы, рифтогенные прогибы, интракратонные впадины, впадины, бассейны. Перечень используемых терминов показывает, что в каждом отдельном случае особо выделяются или структурно-морфологические признаки, или чаще всего морфологические признаки с дополнением в ряде случаев тектонических, геодинамических условий становления перечисленных структур, и таким образом возникает множество их видов (разновидностей, так как в определение включается два таких изменчивых признака, как морфологический (прогиб, мульда и пр.) и генетический – рифтогенный и пр. Сочетание в таком случае двух классификационных признаков, естественно, делает такую классификацию очень разнообразной. В отечественной литературе отчего-то именно в геодинамической природе наименованию таких структур уделяется особое внимание. Разнообразие такой терминологии, особенно касающееся зарубежных работ и работ преимущественно металлогенических, относительно невелико и, пожалуй, наиболее часто используется термин «интракратонные прогибы», мало на что претендующий, кроме указания места формирования таких прогибов. При этом в таких работах, и в ранних работах отечественных геологов значительное внимание уделяется рассмотрению палеофациальных условий становления таких впадин, и в первую очередь – характеристике тех их особенностей, которые влияют на закономерности размещения оруденения, ассоциированного с такими интракратонными впадинами. В современных отечественных работах, может быть, в силу традиционного подхода с позиций тектоники плит, а может быть, и объективным причинам и субъективным предпочтениям, не всегда удается получить сведения о времени и палеофациальных условиях заложения таких прогибов (впадин). То же касается и деталей характеристики базальных горизонтов этих структур, их вещественного состава и геохимических особенностей. Нередко (Онежская структура, Удоканский прогиб) отмечается лишь без детального описания присутствие кор выветривания в основании разреза без их основательной литологической характеристики. Перечень таких разночтений можно было бы и продолжить, но здесь важно подчеркнуть их присутствие в принципе и необходимость более корректного подхода к всесторонней структурно-вещественной их характеристике, и тогда,

скорее всего, менее разнообразна стала бы терминология, используемая для определения этих структур.

Конечно, применительно к проблеме тектонической терминологии вопрос стоит гораздо шире и относится не только к категории рассмотренных в работе прогибов (впадин). На взгляд автора, усовершенствование такого рода терминологии возможно по пути освобождения ее от нагрузки интерпретационной – дополнением к определению структуры тектонического (геодинамического) режима ее формирования, тем более, что в большинстве тектонических структур важны не только режимы ее образования, но и преобразования, которые при таком подходе не учитываются совсем. Попытка разработки современной номенклатуры тектонических структур должна, по мнению автора, в первую очередь содержать кроме морфологических особенностей структуры характеристику ее базовых структурно-вещественных особенностей. Вполне возможно на такой методологической основе создание Терминологического справочника по тектонике, учитывающего, естественно, и разные издания Геологического словаря, и многочисленные ранее изданные справочники по тектонике. Создание такого справочника может в значительной мере способствовать совершенствованию и геологических карт и легенд к ним, а также повысить продуктивность и целенаправленность прогнозно-металлогенических построений.

В заключение автор считает возможным и необходимым подчеркнуть наиболее значимые итоги проведенного анализа:

- эволюционную направленность геологических и металлогенических событий в ранней истории Земли, их направленность «по стреле времени»;
- значимость в ранней истории Земли процессов взаимодействия протокры и протоатмосферы и одновременно преобразования вещества и протокры, и вещества протоатмосферы;
- значимость импактных процессов на ранней стадии развития Земли в качестве важного фактора создания и первых осадочных бассейнов и их гидросферы;
- неразрывную связь (совокупность геологических и металлогенических событий);
- отсутствие во временном интервале 3.6–1.1 млрд лет каких-либо свидетельств существования обширных водных бассейнов и тем более океанов и, соответственно, некорректность использования базовых положений тектоники плит к этому временному интервалу развития Земли.

Примета нашего геологического времени – сосуществование различных геодинамических концепций: геосинклинально-платформенной тектоники плит и новой глобальной тектоники, геоблоковой делимости, расслоенности литосферы. Несмотря на

заметные различия в истолковании существа геологических событий разными геологическими концепциями, всем им в той или иной мере присущ определенный детерминизм. Весьма показательно, что сравнительно недавно (1950–1960-е годы) в нашей стране разрабатывалась и в конечном счете была доведена до «совершенства» концепция стадийности развития подвижных систем (геосинклиналей) – последовательного, жестко определенного чередования стадий их развития. Впоследствии А. Д. Щеглов [1995] разрушил схему детерминированного стадийного развития подвижных областей, обосновав до тех пор неизвестное понятие «тектоно-магматическая активизация», а в дальнейшем им же в геологический «оборот» было введено понятие «нелинейность» – нелинейная металлогении (А. Д. Щеглов, 1983) и совсем недавно нелинейная геология [Щеглов, 1995]. Появились понятия «нелинейная геофизика» (О. Л. Кузнецов, 1981), «нелинейная геодинамика» и, наконец, «нелинейная петрология».

Появление столь широкого спектра нелинейных геологических наук вызвано необходимостью подчеркнуть неоправданно большое значение, придаваемое линейности – детерминированности геологических процессов, все более отчетливо понимаемый их совокупный, кооперативный характер. Именно эта особенность геологических процессов определяет их нелинейность – нарушение в геологических, так же как и в других физических системах, принципа суперпозиции, когда результат каждого воздействия в присутствии другого оказывается не таким, каким бы он был, если бы другое воздействие отсутствовало. При характеристике нелинейных металлогенических (А. Д. Щеглов) и геодинамических (Ю. М. Пушаровский) процессов прежде всего подчеркиваются такие их признаки, как разномасштабность, разноуровенность, хаотичность, неупорядоченность, случайность и, как следствие этого, большие отклонения от детерминированности, линейности. Подчеркивается, что «последующие явления не всегда вытекают из предыдущих, так как существуют множественные ансамбли процессов, действующих одновременно и суммарно» [Щеглов, 1995, с. 7]. Отмечено также, что объективное назначение нелинейной геодинамики состоит в том, чтобы открыть пути для изучения тектонических, магматических и иных явлений и процессов, не вписывающихся в предначертанные для них, в нашем сознании канонизированные схемы. А. Д. Щеглов [1995] определяет в целом понятие «нелинейная геология» как направление, которое исследует множественный, многофакторный и разнотипный характер развития геологических процессов, обусловленный их параллельным, одновременным проявлением в связи с эволюцией различных геосфер. В целом же базовый признак нелинейности, по А. Д. Щеглову и Ю. М. Пушаровскому, ее обусловленность совокупным взаимодействием разнотипных геологических процессов неупорядоченным, раз-

ноуровненным, хаотичным и в силу этого недетерминированным характером взаимодействия.

Необходимо попытаться дать ответ на следующий вопрос: является ли признак нелинейности развития геологических систем преимущественно их определяющим и, соответственно, наиболее значимым? Прежде всего, нелинейность развития физических систем – следствие нарушения принципа суперпозиции, и в этом отношении практически все многофакторные, многокомпонентные природные системы нелинейны. Но нелинейность таких систем равнозначно сочетается с рядом других их признаков, таких как необратимость и неравновесность, присущих, как и нелинейность, в равной мере системам неоднородным, гетерогенным, значительные амплитуды «колебаний» которых обуславливают, наряду с нелинейностью, их необратимость и неравновесность.

Неравновесность – состояние термодинамической (физической) системы – характеризуется неоднородностью распределения ее микроскопических параметров. Неравновесность системы приводит и к необратимым в ней процессам, которые стремятся вернуть систему в состояние термодинамического (статистического) равновесия, если нет препятствующих этому факторов отвода или подвода к системе энергии или вещества. Рассматривая проблему равновесия в естественных системах (структурах), И. Пригожин и И. Стенгерс (1986) отмечали, что ответ о возможности равновесия в природных структурах может быть только отрицательным. При этом они подчеркивали, что «...на глобальном уровне равновесные системы инертны, их можно изолировать и поддерживать бесконечно долго без дальнейшего взаимодействия с окружающей средой, но естественные системы не только открыты, но и существуют оттого, что взаимодействуют с окружающей средой» [Пригожин, Стенгерс, 2001].

Применительно к геологическим процессам – пространственно-временным физическим системам – наряду с их нелинейностью и неравновесностью чрезвычайно важное значение приобретает и их необратимость. Необратимые процессы – процессы, которые могут самопроизвольно протекать только в одном направлении – в сторону равномерного распределения вещества, теплоты и т. д. и характеризуются положительным производством энтропии. Примечательно в этом отношении положение И. Пригожина и И. Стенгерс (1986) о том, что классической термодинамике – науке о вечных обратимых траекториях – противоречит нелинейная термодинамика – термодинамика необратимых процессов, процессов их эволюции. В этом отношении все геологические системы по своей сущности располагаются в нелинейной области, а их необратимость – неперенное свойство, присущее всем без исключения открытым неравновесным системам. В связи с этим необходимо напомнить, что Н. С. Шатский считал, что «одним

из важнейших достижений советской геологии является установление необратимого качественного развития всех геологических процессов, происходящих на земной поверхности и в земной коре. Необратимость развития процессов осадкообразования хорошо выяснена. Однако накоплено достаточное количество фактов, позволяющих утверждать, что в истории развития Земли также необратимо изменяется характер тектонических процессов, рельефообразования, характер выветривания и денудации, характер магматизма и связанного с ним рудообразования и т. д. <...> История Земли – не только в трансгрессиях и регрессиях, образовании гор и их разрушении, но и в качественном изменении процессов, управляющих всеми этими явлениями» [Шатский, 1965, с. 54–55]. Подтверждением правомерности приведенных положений Н. С. Шатского служит и то, что в последние десятилетия появились новые, уже упоминавшиеся направления изучения и анализа геологических (Ю. М. Пушаровский), металлогенических (А. Д. Щеглов) и геофизических (О. Л. Кузнецов) процессов, подчеркивающих их нелинейность и отчетливую направленность развития по «стреле времени» [Пригожин, Стенгерс, 2001]. Таким образом, устанавливается взаимосвязь и взаимообусловленность таких характеристик геологических систем (процессов), как неравновесность, нелинейность и необратимость, а анализ особенностей развития подобного рода систем предпочтительно проводить с использованием аппарата неравновесной, нелинейной термодинамики и синергетики. Относительно направленности и нелинейности процессов геологического развития следует привести развернутую цитату из монографии В. Е. Хаина [2003]: «В связи со сказанным выше следует остановиться на одном общем методологическом вопросе. В данной главе речь шла о двух основных закономерностях, определяющих эволюцию Земли – направленности и цикличности, которые могли бы быть изображены в виде прямой линии – “стрелы времени”, по И. Пригожину, и синусоиды. Но существует и третья закономерность, о чем автору уже приходилось упоминать в другой работе (В. Е. Хаин, 1964), а именно: неравномерность развития, которую в настоящее время уместно обозначить более строгим термином – нелинейность. Проявлению нелинейности в тектонических процессах в последние годы посвятил ряд работ Ю. М. Пушаровский (1993) и другие, о нелинейности применительно к металлогении писал А. Д. Щеглов, к геофизике – О. Л. Кузнецов. Действительно, нелинейность имеет важное значение и ее нельзя игнорировать: практически все геологические процессы нелинейны, и это объясняется тем, что на их протекание одновременно воздействуют многие разнонаправленные факторы. Результатом является, в частности, неравномерность и диахронность проявления орогенических фаз, о чем шла речь выше, а также развития таких крупных структур, как

орогены и целые океаны. Необходимо, однако, отдавать себе отчет в том, что в иерархии закономерностей эволюции Земли нелинейность занимает третье место, а первое принадлежит направленности, второе – цикличности. Представления о нелинейности геологических процессов – естественная реакция на необходимость осмысления фактического материала, чем более разнообразного, тем более не укладывающегося в детерминистские, использующие принцип линейности, геодинамические и металлогенические построения».

Особо следует остановиться на необратимости геологических процессов, хотя и сегодня в рамках различных геодинамических и металлогенических построений практически линейно экстраполируется вглубь геологических времен основные характеристики геологических процессов, присущих недавнему (с геологической точки зрения) прошлому. Непродуктивным оказалось и структурирование геологических дисциплин, их дробление, разобщение, при котором каждая из них развивалась и развивается концептуально независимо, в рамках сценария как можно ближе к теоретическому описанию. Исследуемое явление должно быть предварительно препарировано и изолировано с тем, чтобы оно могло служить приближением к некоторой ситуации, возможно, физически недостаточной, но согласуемой с принятой концептуальной схемой.

Таким образом, структурирование, концептуализм и детерминизм оказываются взаимосвязанными и накладывают неизгладимый отпечаток на естественно научные воззрения и, как следствие, их непримиримость и значительные, неоправданные затраты времени и сил на выяснение межконцептуальных отношений. Следовательно, определенные перспективы в геологии, на наш взгляд, открываются в связи с необходимостью освоения не всегда достаточно оцененной совокупной сущности геологических процессов – их нелинейности, необратимости и неравновесности, полагая их триединое «не» только отчасти подобным трем «не» В. В. Набокова – несбыточности, невозвратимости и невозможности.

ЛИТЕРАТУРА

Блюман Б. А. Земная кора континентов и океанов (анализ геолого-геофизических и изотопно-геохимических данных). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 152 с.

Блюман Б. А. Древнейшие алмазоносные эклогиты, тоналит-трондьемит-гранитоидные и базальт-коматиитовые ассоциации: возможная модель импактного происхождения. СПб.: Изд-во Пангея, 2005. 96 с.

Блюман Б. А. Импактные события, биогенез и рудогенез в ранней истории развития Земли. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 80 с.

Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса: новый диалог человека с природой / пер. с англ. Ю. А. Данилова. 3-е изд. М.: Эдиториал УРСС, 2001. 310 с.

Пушаровский Ю. М. Нелинейная геодинамика // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3–6.

Рундквист Д. В. Эпохи реювенации докембрийской коры и их металлогеническое значение // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35, № 6. С. 467–480.

Рундквист Д. В., Рундквист И. К. Металлогения на рубеже столетий // Вестник РАН. 1994. Т. 64, № 7. С. 588–605.

Рундквист Д. В. Накопление металлов и эволюция генетических типов месторождений в истории развития Земли // Эндогенные месторождения. М.: Наука, 1968. С. 212–225. (23 сес. МГК. Докл. сов. геологов; Пробл. 7).

Тейлор С. Р., Мак Леннан С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Хаин В. Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 248 с.

Шатский Н. С. Избранные труды. Т. 4: История и методология геологической науки. М., 1965. 398 с.

Щеглов А. Д. Основные проблемы металлогении. Избранные труды. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 358 с.

Щеглов А. Д. О некоторых вопросах нелинейной геологии // Региональная геология и металлогения. 1995. № 4. С. 5–16.

Belousova E. A., Reid A. J., Griffin W. L., O'Reilly S. Y. Rejuvenation vs. recycling of Archean crust in the Gowler Craton, South Australia: Evidence from U-Pb and Hf isotopes in detrital zircons // Lithos. 2010. Vol. 113. Pp. 570–582.

Rapp R. B., Watson E. B., Miller C. F. Partial melting of amphibolites/eclogite and origin Archean tonalites and gabbros // Precambrian Res. 1991. Vol. 51. Pp. 1–25.

Изотопно-геохимические характеристики неоднородностей литосферы

Считается [Hawkesworth et al., 1990], что Pb- и Nd-изотопные вариации в верхней мантии подобны тем же в континентальной коре, а возраст (время формирования мантийных компонентов) варьирует в интервале 1–2 млрд лет. Эти же авторы полагают, что субкратонная мантия, с учетом предположения об ее древнем возрасте, «выключе-

на» из конвекции и простирается вглубь мантии (кили кратонов) до глубин 300 км и более (600–650 км), уходя «корнями» в переходную зону нижняя-верхняя мантия [Gu, Dziewonski, Agee, 1998] (Zhang, Tanimoto, 1993; Polet Anderson, 1995). К. Хоксворт [Hawkesworth et al., 1990], изучивший представительную коллекцию ксенолитов гранатовых (352 обр.) и шпинелевых (564 обр.) перидотитов, считает, что их принципиальные петрохимические различия в первую очередь связаны с процессами экстракции из исходной мантии коматиитовых и базальтовых расплавов. Шпинелевые перидотиты, по мнению К. Хокворта и др., менее деплетированы. Гранатовые перидотиты имеют более высокие содержания MgO и SiO₂, чем шпинелевые, и более высоко деплетированы. С учетом преобладающего распространения гранатовых перидотитов в ксенолитах кимберлитов архейских кратонов считается, что экстракция коматиитовых расплавов исключительно «архейское явление» [Hawkesworth et al., 1990]. Данные о различиях плотности и состава гранатовых из шпинелевых перидотитов позволяют считать, что мантия, сложенная низкожелезистыми гранатовыми перидотитами, может быть на 200–400 °С холоднее, чем окружающая мантия, и являться более «плавучей». Весьма важен вывод К. Хокворта [1990] о том, что с учетом исключительной экстракции коматиитов из первичной хондритовой мантии в архее стабилизация протерозойской и более поздней литосферной мантии должна иметь отличный от архейского альтернативный механизм становления и знаковое изменение стиля тектоники на границе архей – протерозой.

В качестве материала для геохронологического датирования и изотопно-геохимического изучения верхней мантии используются глубинные ксенолиты разновозрастных кимберлитов. Изучение глубинных мантийных ксенолитов из кимберлитов Южно-Африканского Каапваальского кратона проведено Д. Пирсоном [Pearson et al., 1995] с использованием Re-Os метода. Эти исследования показали, что параметрированные по глубинам нахождения в мантии глубинные ксенолиты имеют возраст, соответствующий со временем образования или преобразования пород раннедокембрийской коры, «перекрывающей» в этом месте верхнюю мантию. Так, под наиболее древними частями кратона с возрастом 3.6–2.7 млрд лет близкий или такой же древний возраст имеют породы мантии до глубин ~ 150 км и более. В участках обрамления древних ядер кратона, подвергшихся позднеархейской и протерозойской ремобилизации (2.1–0.9 млрд лет), так же «омолаживается» и возраст мантии до тех же глубин, свидетельствуя о синхронности и когенетичности образования и преобразования коры и мантии, о синхронности корово-мантийного взаимодействия. Моника Нендлер и др. [Handler, Bennet, Esat, 1991] провела изотопные исследования и радиологическое датирование

глубинных мантийных ксенолитов, отобранных из новейших вулканитов, размещенных на юге Австралии по «траверсу» от кратона Гоулер на северо-западе до складчатых систем Аделаида и Лаклан на юго-востоке. По мере перехода от кратонной части к подвижным складчатым системам происходит «доменное» омоложение мантии от 1960 млн лет под кратонной областью до 800–1000 и 500 млн лет под подвижными областями, фиксируя тектонические события байкалид (Аделаида) и каледонид (Лаклан) и еще раз демонстрируя сопряженность – геодинамическую и хронологическую – процессов в верхней мантии и земной коре. Значимые различия в составе мантии, подстилающей области раннего докембрия (щиты) и фанерозоя (подвижные области), установлены путем изучения представительных (сотни и тысячи образцов) выборок мантийных ксенолитов [Hawkesworth et al., 1990; O'Reilly, Griffin, 1999]. Результаты этих исследований фиксируют деплетированность архейской мантии (гранатовые перидотиты) и недеплетированность (шпинелевые перидотиты) мантии, лежащей в основании подвижных областей фанерозоя. В целом же принимается положение (Г. Фор, 1989) о том, что неоднородность верхней мантии и континентов и океанов формировалась во временном интервале 1–3 млрд лет. При этом, как показывают исследования Д. Пирсона и М. Хендлер, процессы глубинной дифференциации определяют синхронность, когенетичность и направленность преобразования – последовательного «доменного» омоложения верхней мантии, отражающегося в последовательном и так же «доменном» омоложении раннедокембрийской консолидированной коры. С учетом глобального распространения этих процессов в коре и верхней мантии, происходящих одновременно с глобальным распространением все более молодых и геодинамически активных режимов, можно полагать, что в верхней мантии, скорее всего, могли не сохраниться реликты первичного синаккреционного вещества и, соответственно, реликты исходного протопланетарного вещества.

Латеральная неоднородность мантии океанов и переходных зон континент – океан охарактеризована в уже упоминавшихся работах по ГСТ. Одновременно изотопно-геохимическая неоднородность мантии океанов охарактеризована с использованием изотопных характеристик базальтов океанов – базальтов океанических островов (ОИВ) и срединно-океанических хребтов. Такая неоднородность была вначале отмечена К. Аллегром и Б. Дюпре (1983), выделившим глобальную изотопную аномалию, охватывавшую Индийский океан и сопредельные части континентов. Впоследствии С. Харт [Hart, 1984] выделил эту аномалию, определил ее контуры и значительную протяженность от запада Тихого океана до юга Атлантики, назвав аббревиатурой DUPAL в честь Б. Дюпре и К. Аллегра. В дальнейшем в пределах этой аномалии Г. Штаудигел

[Staudigel et al., 1991] выделил тихоокеанскую термальную и изотопную аномалию (SOPITA) в юго-западной части Тихого океана. Установлено [Zindler, Hart, 1986] подобие линейной прямой зависимости между величинами изотопных аномалий в океанах и «диапазоном» изменения в них изотопных (Sr, Nd, Pb) характеристик. Мантийные породы океанов (ультрамафиты скал Св. Петра и Павла) датированы возрастом 1.4 млрд лет (Sm-Nd изохрона) [Melson, Hart, Thompson, 1972]. С учетом повышенных величин изотопного стронциевого отложения в ультрамафитах океанов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0.7063$) Е. Бонатти [Bonatti, 1990] считает, что время их «становления» не может быть моложе 1 млрд лет. К. Аллегр и Е. Левин [Allegre, Lewin, 1995] привели в системе координат Pb-Pb изотопных отношений характеристику около 1500 анализов OIB и MORB, получив изохроны 1.8 и 2.02 млрд лет. Перечень подобного рода данных можно было бы продолжить, но они сведены в ранее опубликованных нами работах. В целом же имеются свидетельства того, что формирование (становление) неоднородности верхней мантии океанов «укладывается» в тот же промежуток времени (1–3 млрд лет), что и для континентов.

В последнее время появляется большое количество публикаций, посвященных изотопной характеристике благородных газов (He, Ne) в базальтах горячих точек (Исландия, Гавайи). Присутствие протопланетальных и солнечных изотопных отношений в таких базальтах используется как доказательство наличия в нижней мантии «доменов» недегазированной мантии [Moreira, Kurz, 2001]. Отмечается [Noble gas in Geochemistry ..., 2002], что совокупные He-Ne изотопные характеристики демонстрируют неоднородность отношения $^3\text{He}/^{22}\text{Ne}$ мантии с фактором около 20. Эта гетерогенность может быть обусловлена процессами фракционирования, ассоциированными с плавлением и дегазацией или же может быть первичной, сохранившейся со времени планетарной аккреции. Таким образом, гетерогенность нижней мантии может отражать существование в ней синаккреционных «доменов» первичного протопланетарного вещества – крупных планетезималей из их скоплений, сохранившихся в нижней мантии со времени около 4.5 млрд лет и лишь частично подвергшихся преобразованию в связи с длительно идущими процессами глубинной дифференциации в системе ядро – мантия – кора. Анализ данных о неоднородности Земли позволяет предположить вероятность того, что первичные синаккреционные неоднородности с возрастом 4.5 млрд лет могли сохраниться в ядре и в нижней мантии. Активные процессы глубинной дифференциации в системе ядро – мантия, локализованные с различной «интенсивностью» в граничной системе D", направленно с «омоложением» преобразуют литосферную мантию и литосферу. При этом масштабы этого преобразования имеют глобальный ха-

рактер, подчеркнуты процессами расплавно-флюидного взаимодействия мантии и коры и выражены все более широким распространением на поверхности Земли активных внутриконтинентальных складчато-надвиговых систем, активных режимов современных океанов и их окраин.

Весьма показательно, что существование синаккреционных доменов (blobs) в нижней мантии было обосновано преимущественно данными ГСТ [Becker, Kellog, O'Connell, 1999]. Отображая существование таких доменов в нижней мантии, авторы были вынуждены переоценить как роль конвективных движений в мантии, так и «линейность» формирования в ней плюмов, вынужденных «огигать» домены примитивной мантии. Сложной в этом случае оказалась и «судьба» субдуцированных вглубь мантии слэбов, проникновение которых в глубины мантии так же осложнено ее термальной и плотностной неоднородностью и невозможностью в связи с этим «прямого» проникновения субдуцируемых в мантию слэбов. Рассмотренный случай [Becker, Kellog, O'Connell, 1999] в каком-то отношении является показателем (тестом) базовых положений глубинных геодинамических построений – подтверждением того положения, что глубинные геодинамические построения должны учитывать современные сведения ГСТ и изотопной геологии (химической геодинамики) [Zindler, Hart, 1986]. Как уже отмечалось, такой базовой характеристикой мантии Земли, где в основном и развиваются процессы глубинной геодинамики, является ее (мантии) неоднородность. Именно этот факт, который сегодня можно считать установленным, определяет необходимость учета в геодинамических построениях положения о нелинейности, направленности и необратимости развития Земли [Блюман, 2001], необходимости учета принципа суперпозиции, когда результат каждого воздействия в присутствии другого оказывается не таким, каким бы он был, если бы другое воздействие отсутствовало. Необходимо подчеркнуть применительно к рассмотренным данным о неоднородности мантии, что в большинстве случаев, моделируя процессы глубинной геодинамики (конвективные движения, плюмообразование), большинство исследователей не учитывает в своих модельных построениях этой важной особенности строения мантии. Можно с большей долей уверенности полагать, что представления о глубинной геодинамике и с точки зрения теории подобия при моделировании должны были бы быть значительно скорректированы, если бы учитывалось присутствие в мантии (нижней и верхней и в переходной зоне между ними) существование внутри них разномасштабной латеральной и вертикальной неоднородности. Неоднородность, по существу, может ставить под сомнение и существование «правильной» системы ячеек конвекции в мантии и в принципе конвективных перемещений громадных объемов мантийного вещества,

включая «апвеллинг» и «даунвеллинг», при том, что неясно, как последние взаимоотносятся с «системой» конвективных «ячеек» в мантии. Неплохой иллюстрацией к высказанному замечанию является цитата из фундаментальной монографии Г. Фора «Основы изотопной геологии»: «...Кажущаяся долговременная гетерогенность верхней мантии... ставит нас перед трудной проблемой в связи с тем, что... должны происходить конвективные движения. Как может быть мантия химически и изотопно гетерогенной, если она при этом находится в непрерывном конвективном движении как этого требует тектоника плит и расширение океанического дна?» [Фор, 1989, с. 185].

Все вышесказанное позволяет предположить, что современные процессы геологического развития – всего лишь один из этапов направленного и необратимого развития Земли, последовательно теряющей «старые» и приобретающей «новые» особенности глубинного строения, соответственно, определяющих специфику «поверхностных» геодинамических режимов. Оттого вряд ли целесообразно отыскивать в ранней (докембрийской) и последующей (фанерозойской – преимущественно палеозойской) истории развития Земли особенности, присущие ее новейшему этапу развития – сочетанию таких глобальных структур, как континенты, океаны и переходные зоны между ними. В силу этого же обстоятельства вряд ли целесообразно считать, что без изменения в истории развития Земли сохранились главные глубинные движущие силы процессов развития. Имеются данные, позволяющие предполагать кардинальную смену геодинамики на рубеже 2.5 млрд лет, смену экзогенной космогенной геодинамики – эндогенной геодинамикой, обусловленной так же направленно меняющимися процессами глубинной дифференциации. Сегодня трудно отдать предпочтение какой-либо из ныне существующих геодинамических концепций, но ясно лишь одно, что униформистская концепция тектоники плит и новой глобальной тектоники все больше и значимее вступает в противоречие с ныне существующими представлениями, особенно с представлениями о разномасштабной неоднородности Земли. Именно эти представления делают трудноосуществимым один из главнейших движущих механизмов («бога из машины») этой концепции – конвективные движения в мантии.

ЛИТЕРАТУРА

Блюман Б. А. Изотопные характеристики корово-мантийных неоднородностей: время и глубина их формирования // Геохимия. 2001. № 5. С. 567–572.

Блюман Б. А. Импактные события, биогенез и рудогенез в ранней истории развития Земли. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 80 с.

Блюман Б. А. Земная кора океанов (по материалам международных программ глубоководного бурения в мировом океане). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 344 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

Allegre C., Lewin E. Isotopic system and stirring times of the Earth mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. Vol. 136, no. 3–4. Pp. 629–646.

Becker T., Kellog J., O'Connell R. Thermal constraints on the Survival of primitive blobs in the lower mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 1999. Vol. 171. Pp. 351–365.

Bonatti E. Suboceanic mantle exposed in the Atlantic ocean of the St. Peter and Paul islets // *Nature*. 1990. Vol. 345, no. 6278. Pp. 800–802.

Gu Y., Dziewonski A. M., Agee C. B. Global de-correlation of the topography of transition zone discontinuity // *Earth and Planetary Science Letters*. 1998. Vol. 157. Pp. 57–67.

Gu Y. J., Dziewonski A. M. Global variability of transition zone thickness // *J. Geophys. Res.* 2002. Vol. 107, no. B7. DOI: 10.1029/2001JB000489

Handler M., Bennett V. C., Esat T. M. The behavior of Re-Os during melt extraction and metasomatism in the mantle: tightening age constraints on lithospheric mantle evolution // *Seventh Annual V. M. Goldschmidt Conference*. Tucson, Arizona. 1991. No. 921. Pp. 61–75.

Hart S. R. A large scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle // *Nature*. 1984. Vol. 309. Pp. 753–757.

Hawkesworth C. J., Kempton P. D., Rogers N. W., Ellam R. M. and van Calsteren P. W. Continental mantle lithosphere and shallow level enrichment processes in the Earth Mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 1990. Vol. 96. Pp. 256–268.

Melson W. C., Hart S. R., Thompson G. St. Paul's Rocks Equatorial Atlantic: petrogenesis, radiometric ages and implications on sea-floor spreading // *Mem. Geol. Soc. Am.* 1972. Vol. 132. Pp. 241–242.

Moreira M., Kurz M. Subducted oceanic lithosphere and the origin of the 'high m' basalt helium isotopic signature // *Earth and Planetary Science Letters (EPSL)*. 2001. Vol. 189. Pp. 49–57.

Noble gas in Geochemistry and Cosmochemistry / Eds. by D. P. Porcelli, C. J. Ballentine, R. Wieler. Washington: Mineralogical Society of America and Geochemical Society, DC, USA, 2002. 844 p.

O'Reilly S., Griffin W. Petrological and geophysical characteristics of the lithosphere and lithosphere boundary through time // *Ophiolite*. 1999. Vol. 24, no. 1b. Pp. 146–147.

Pearson D. The age of continental roots // *Lithos*. 1999. Vol. 48. Pp. 171–194.

Pearson D., Carlson K., Shirey S., Boyd F., Nixon P. Stabilization of Archean lithospheric mantle: a Re-Os-isotope study of peridotitic xenolites from Kaapvaal craton // *Earth and Planetary Science Letters*, 1995. Vol. 134, no. 3/4. Pp. 341–357.

Staudigel H., Park K.-H., Pringle M. S. et al. The longevity of South Pacific isotope and thermal anomaly // *Earth and Planetary Science Letters*. 1991. Vol. 102, iss. 1. Pp. 24–44.

Zindler A., Hart S. Chemical geodynamic // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 1986. Vol. 14. Pp. 493–571.

Редкоземельные элементы (РЗЭ) в коматиитах, перидотитах и базальтах континентов и океанов: возможные геодинамические следствия

Сопоставление сведений о распределении РЗЭ в перидотитах, а также в покровных базальтах континентов и океанов и в раннедокембрийских коматиитах позволяет определенным образом резюмировать следующие предварительные итоги такого сопоставления:

– содержание и распределение РЗЭ в алюминиево деплетированных (АДК) и алюминиево недеплетированных (АНК) коматиитах раннего докембрия – могут отражать неоднородности мантии, возможно сформированные еще на стадии аккреции или частично сохранившиеся в постаккреционное время (3.8–2.5 млрд лет);

– содержание и распределение РЗЭ в мезозойских и кайнозойских покровных базальтах океанов и покровных базальтах континентов отражают петрологические и геохимические неоднородности мантии, сформированной в процессе становления континентов и океанов. В связи с этим возникает вопрос: отражают ли рассмотренные характеристики распределения РЗЭ сходства или различия между мантией континентов и океанов?

В базальтах океанов установлены статистически устойчивые различия в содержаниях и распределении легких редкоземельных элементов (ЛРЗЭ) – обеднение ЛРЗЭ в N-MORB и относительное обогащение ЛРЗЭ – в E-MORB, OIB. Обедненная ЛРЗЭ – исходная для базальтов N-MORB мантия океанов по этому признаку может быть сопоставлена с недеплетированными алюминием коматиитами типа Мунро, а также с абиссальными перидотитами (перидотитами океанов). Если такое предположение правомерно, то исходная для базальтов N-MORB мантия океанов может иметь раннедокембрийский возраст и могла быть изолирована от конвективных перемещений. М. Колторти и др. [Coltorti et al., 2010] изучены и радиологически датированы мантийные ксенолиты перидотитов (шпинелевых лерцолитов и гарцбургитов) из маг-

матических пород островов Зеленого Мыса (OIB). Было изучено 135 зерен сульфидов. Получены модельные возраста, варьирующие в широком интервале с главным пиком 1050 млн лет с «плечами» пиков 750, 1450, 2075 млн лет. Из них 14 зерен (13%) показали архейский возраст (≥ 2500 млн лет; пять анализов – между 3000 и 3750 млн лет. В соответствии с приведенными данными находятся также и сведения, полученные при изучении ксенолитов перидотитов в базальтах плато Онтонг-Джава (Тихий океан) [Ishikawa, Pearson, Dale, 2011]. Авторы изучали ксенолиты перидотитов с целью обнаружения и изучения глубинных мантийных корней плато Онтонг-Джава. Исследуемые образцы включали шпинелевые лерцолиты, шпинелевые гарцбургиты, из интрузии альнеита о. Малаита. На основании Re-Os датировок выделены две возрастные их популяции: главная (55 из 70 обр.) с возрастом 0.2–0.8 млрд лет и подчиненная (11 из 70 обр.) – протерозойская модель – 1.1–1.8 млрд лет, наряду с возрастными 290 и 120 млн лет. По мнению авторов [Ishikawa, Pearson, Dale, 2011], древняя деплетированная мантия плато Онтонг-Джава характеризуется нерадиоогенным Os с древними модельными возрастными, которые отображают ее изоляцию от окружающей конвектирующей мантии на протяжении миллиардов лет. Сходный во многом сценарий предполагается и для плато Кергелен, согласно изучению ксенолитов гарцбургитов (Hassler, Shimiry, 1998), результаты которого показали, что океаническая верхняя мантия содержит Os изотопные метки древних событий плавления, которые оказывались устойчивыми к последовательному конвективному смешению. Приведенные данные вполне совместимы со сведениями о древних датировках перидотитов, драгированных в пределах хр. Гаккеля (Северный Ледовитый океан) [Liu et al., 2008]. Деплетирование абиссальных перидотитов хр. Гаккеля фиксирует древнее событие плавления, определившее их нерадиоогенные $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ отношения, что также установлено для Срединно-Атлантического хребта (Branlon et al., 2000; Harvey et al., 2006), а также мантийных перидотитов Идзу-Бонинской дуги (Parkinson et al., 1998). Древнее деплетирование определено также и для некоторых MORB Атлантического (Andres et al., 2004) и Индийского океанов (Graham et al., 2006). Гарцбургиты, драгированные в хр. Гаккеля, показывают древнейший возраст деплетирования, обнаруженный в абиссальных перидотитах и равный 2.2 млрд лет. Эти древние события деплетирования намного старше современных событий частичного плавления в мантии хр. Гаккеля.

В соответствии с представлениями М. Бодинье и Дж. Годдарада [Bodinier, Godard, 2005], перидотиты делятся на основные группы, первая из которых распространена преимущественно в пределах континентов и отнесена к «оргенным»; вторая – изученная в пределах абиссалий океанов бурением и драгированием – к «абиссальным» пери-

дотитам, к которым относятся также и перидотиты островов океанов (скала Св. Петра и Павла в Атлантическом океане, о. Забаргад в рифте Красного моря). Далее сопоставлены геохимические характеристики – распределение РЗЭ в «орогенных» и «абиссальных» перидотитах с целью выяснения, существуют ли знаковые геохимические сходства или различия между ними и, соответственно, между литосферной мантией океанов и континентов. Элементы глубинного строения верхней мантии, по данным глубинного сейсмического томографирования, рассмотрены были ранее.

Орогенные перидотиты представлены преимущественно глубинными ксенолитами в излившихся покровных базальтах континентов, ксенолитами в кимберлитах и перидотитами, входящими в состав континентальных офиолитовых ассоциаций [Bodinier, Godard, 2005]. Петрографический состав перидотитов и орогенных, и абиссальных достаточно сходен – они представлены лерцолитами, гарцбургитами и реже дунитами. Здесь следует особенно подчеркнуть, как это сделано было ранее А. Флойдом [Floyd, 1991], что в перидотитах океанов, в отличие от орогенных перидотитов, не обнаружено гранатовых перидотитов, преобладающим распространением пользуются шпинелевые разновидности перидотитов. Для определения «первичных» особенностей распределения РЗЭ в абиссальных перидотитах особый интерес представляют сведения, приведенные в работе Даниэль Брунелли и Моника Сейлер [Brunelli, Seyler, 2010], изучавших РЗЭ в перидотитах, драгированных с подводных обитаемых аппаратах в районе, расположенном в 300 км к западу от скал Св. Петра и Павла в Атлантическом океане. Изученные перидотиты не деформированы, имеют грубозернистое гранулярное строение и представляют собой, как считают авторы, типичные абиссальные перидотиты. Подчеркнуто, что в породообразующих минералах не фиксируется какой-либо зональности по составу и строению. В перидотитах обнаружены расплавные включения. На диаграммах, нормированных по хондриту, отчетливо выражен специфический тренд РЗЭ с обеднением ЛРЗЭ. Еще одним подтверждением существования «первичного» тренда РЗЭ в абиссальных перидотитах (обеднение ЛРЗЭ) могут служить материалы изучения гранулированных перидотитов из юго-западной части Индийского СОХ (Chen et al., 2015). Эти авторы приводят тренды РЗЭ, нормированных по примитивной мантии, и на диаграммах, так же как и для перидотитов САХ (скала Св. Петра и Павла), выявляется тренд с отчетливо выраженным обеднением ЛРЗЭ. Еще одним подтверждением типичности для абиссальных перидотитов спектра, обедненного ЛРЗЭ, являются перидотиты хребта Атлантис II в юго-западной части Индийского СОХ, в районе заложения скв. 735В. Здесь изучено 14 образцов перидотитов, драгированных и поднятых со дна в процессе подводных погружений

[Warren et al., 2010]. В перидотитах изучены спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту. Исследовано распределение РЗЭ в ядрах и по периферии зерен клинопироксена, в целом в перидотитах, и эти спектры сопоставлены со спектрами РЗЭ в базальтах разлома Атлантис II. Здесь мы вновь, как и на материалах по перидотитам САХ, фиксируем отчетливо выраженный тренд обеднения перидотитов ЛРЗЭ и так же независимый от перидотитов «плоский» тренд в базальтах Индийского СОХ, подобно базальтам САХ. Распределение РЗЭ изучено в перидотитах хр. Стелмейт Тихого океана [Краснова, 2014], драгированных с глубины около 4 км, и, как и в ранее приведенных примерах, отчетливо выражен тренд с обеднением ЛРЗЭ (рис. 1).

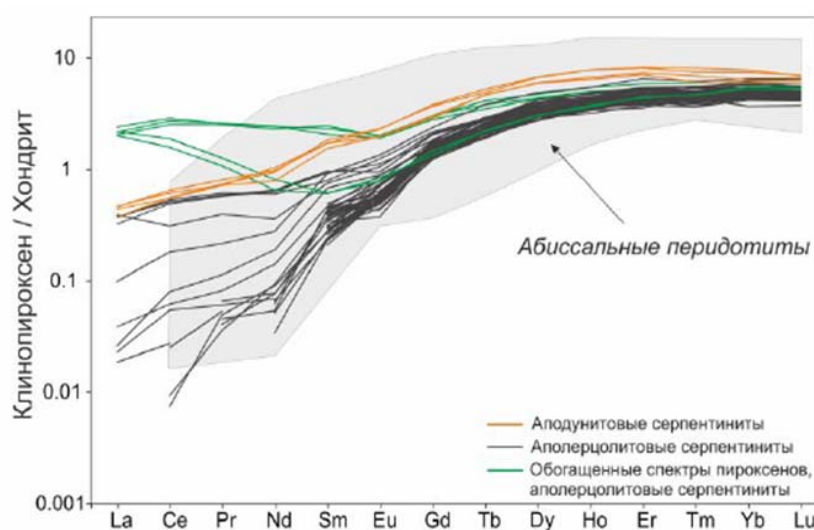


Рис. 1. Распределение РЗЭ в клинопироксенах и лерцолитах хр. Стелмейт (Тихий океан)

Аналогичный тренд распределения РЗЭ в абиссальных перидотитах приведен в работе Р. Воркман и С. Харта [Workman, Hart, 2005] (рис. 2).

Еще одним примером типичного распределения РЗЭ в абиссальных перидотитах могут быть перидотиты о. Забаргад в рифте Красного моря, характеристике которых был в 1988 г. посвящен специальный выпуск журнала *Tectonophysics* (vol. 150, no. 1/2) [Piccardo, Messiga, Vanucci, 1988]. Распределение ЛРЗЭ перидотитов Забаргада, обладающих типичным для абиссальных перидотитов обеднением ЛРЗЭ, показано на рис. 3.

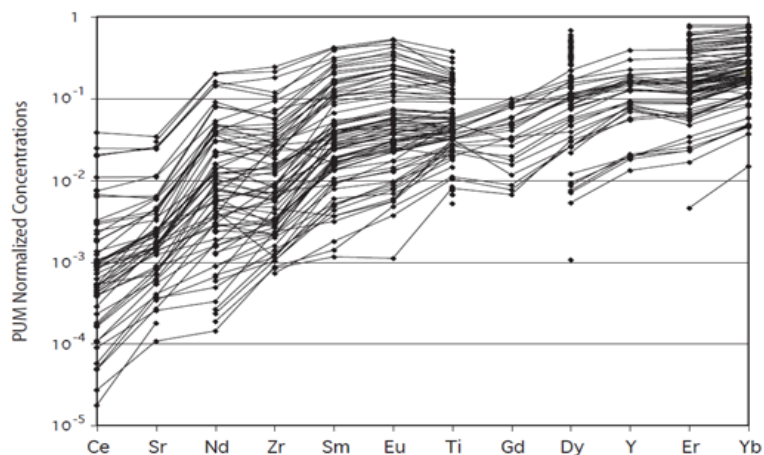


Рис. 2. Содержание РЗЭ в абиссальных перидотитах

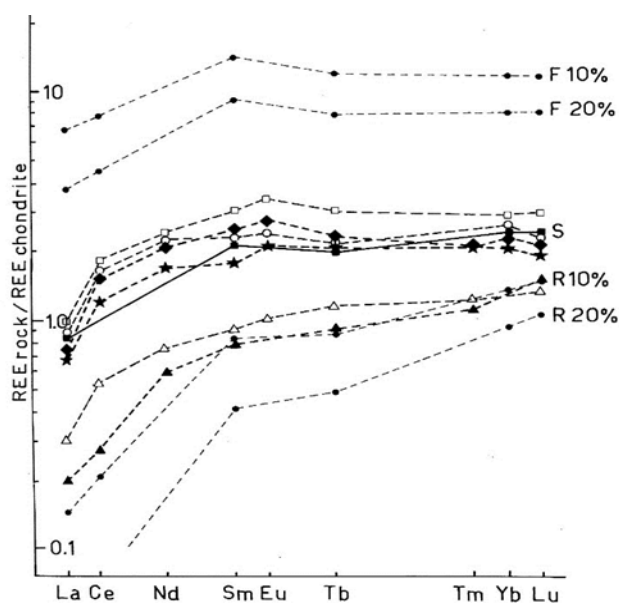


Рис. 3. Нормирование по хондриту РЗЭ в представительных образцах перидотитов о. Забаргада

Открытые кружки, темные ромбы и темные звездочки – менее деплетированные; темные треугольники – более деплетированные и менее деплетированные лерцолиты. Открытые треугольники – более деплетированные лерцолиты. Расчетные тренды распределения РЗЭ рестита (R) и ликвидуса (F) [Piccardo, Messiga, Vanucci, 1988]

Переходя далее к характеристике орогенных перидотитов, следует прежде всего упомянуть работу Ф. Бойда [Boyd, 1989], в которой он, на основании петрологических и петрохимических данных, пришел к выводу о различиях в составе (compositional distinction) между океаническими и кратоническими перидотитами. Ф. Бойд отмечал, что архейские кратонические перидотиты исторически развивались отлично от развития океанической литосферы и что перидотиты кратонов являются реститом, образующимся в процессе формирования коматиитов. Перидотиты кратонов менее плотные, чем другие перидотиты, они «плавучи», и тем самым, по мнению Ф. Бойда, способ-

ствовавали зарождению ядер континентов. Спустя достаточное количество лет после публикации Ф. Бойда в 2014 г. японские геологи Киоко Матсикадзе и Томисукэ Кавасаки в работе, посвященной формированию континентальной кратонической мантии [Matsukage, Kawasaki, 2014], приходят к такому же, как и Ф. Бойд, выводу на основании сейсмологических данных и данных об электрической проводимости в мантии на глубинах 100–250 км. На этих глубинах фиксируются конечные различия континентальной и океанической мантии. К. Матсикадзе и Т. Кавасаки [2014] отмечают, что архейская мантия характеризовалась пространственными и временными неоднородностями в содержании воды, и вследствие этого частичное экстенсивное плавление проявлялось в областях с относительно большим содержанием воды, формируя более насыщенную SiO_2 и MgO мантию кратонов. Относительно сухой мантийный респит образует сухие кратонические перидотиты, что объясняет высокие скоростные параметры и низкую проводимость древних корней континентов. Континентальная мантия, считают эти авторы, могла быть стабилизирована – устойчива по отношению к воздействию конвективных движений длительное время.

Обратимся вновь к сравнительной характеристике геохимических особенностей – спектрам РЗЭ орогенных перидотитов. Практически не требуют обстоятельных комментариев приводимые далее сведения о геохимии РЗЭ – орогенных перидотитов – глубинных ксенолитов в базальтах континентов и в кимберлитах, а также в перидотитах офиолитовых ассоциаций континентов. В работе М. Бодинье и Дж. Годарада [Bodinier, Godard, 2005] приводятся сведения о распределении РЗЭ, нормированных по хондриту в перидотитах из различных офиолитовых ассоциаций (Ронда, Пиренеи, Ланцо) – перидотитов (рис. 4).

РЗЭ в этих перидотитах в приводимых примерах нормированы как по хондриту, так и по примитивной мантии, но и в том и в другом случаях характеризуются устойчиво выраженным околохондритовым трендом распределения РЗЭ. Отчетливо фиксируются околохондритовые тренды РЗЭ, отличающие эти породы от рассмотренных выше абиссальных перидотитов, еще раз подтверждая положение о том, что перидотиты офиолитов не следует по этим геохимическим параметрам сопоставлять с перидотитами океанов, и, как следствие, офиолитовые ассоциации не могут быть сопоставлены с корой современных океанов и не являются компонентами океанической коры прошлого.

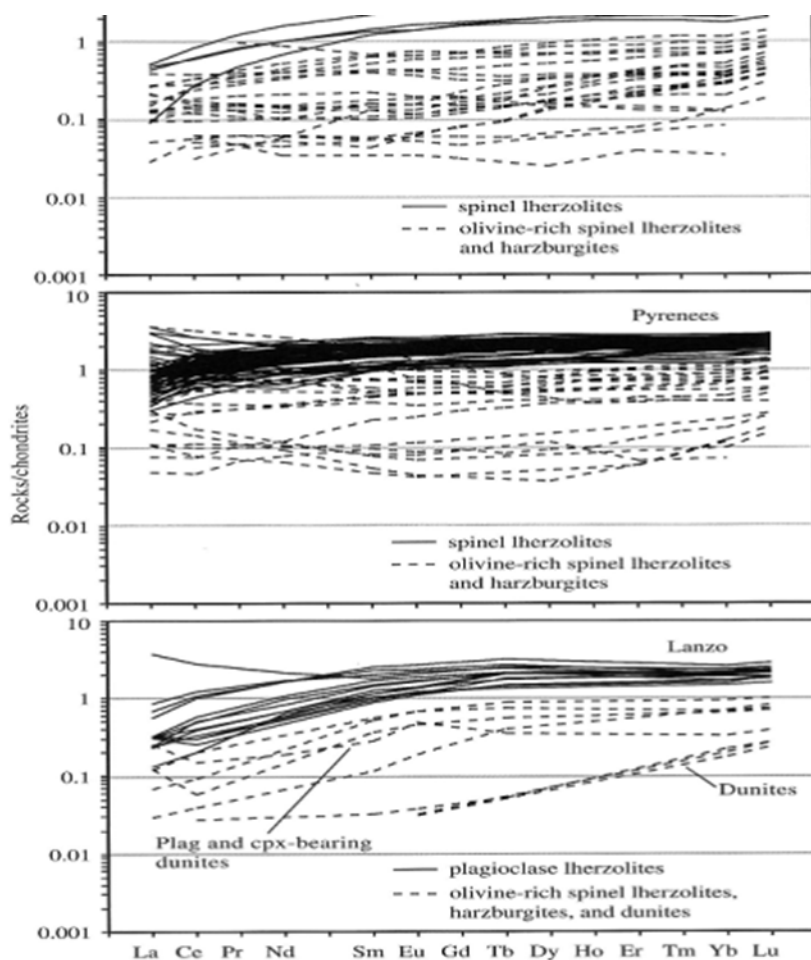


Рис. 4. Редкоземельные элементы, нормированные по хондриту, в орогенных перидотитах Ронды, Пиренеев, Ланцо (анализы пород)

Деплетирование абиссальных перидотитов хребта Гаккеля фиксирует древние события плавления, определившее их нерадиоогенные $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ отношения, что также установлено для Срединно-Атлантического хребта (Brandon et al., 2000; Harvey et al., 2006), а также для мантийных перидотитов Идзу-Бонинской дуги (Parkinson et al., 1998). Древнее деплетирование установлено также и для некоторых MORB Атлантического (Andres et al., 2004) и Индийского океанов (Graham et al., 2006). Гарцбургиты, драгированные в хр. Гаккеля показывают древнейший возраст деплетирования, обнаруженный в абиссальных перидотитах и равный 2.2 млрд лет. Эти древние события деплетирования намного древнее современных событий частичного плавления в мантии хр. Гаккеля.

На примере континентальной ассоциации проанализируем совокупность орогенного перидотита, покровного базальта континентов и алюминиево деплетированного коматиита. Здесь так же важно отметить необходимость при проведении такого анализа выявлять первичные исходные тренды распределения РЗЭ, особенно в перидотитах

и покровных базальтах, первые из которых могут подвергаться наложенным изменениям, а базальты – процессам контаминации при взаимодействии расплавов с континентальной корой [Dostal, 2008] (рис. 5).

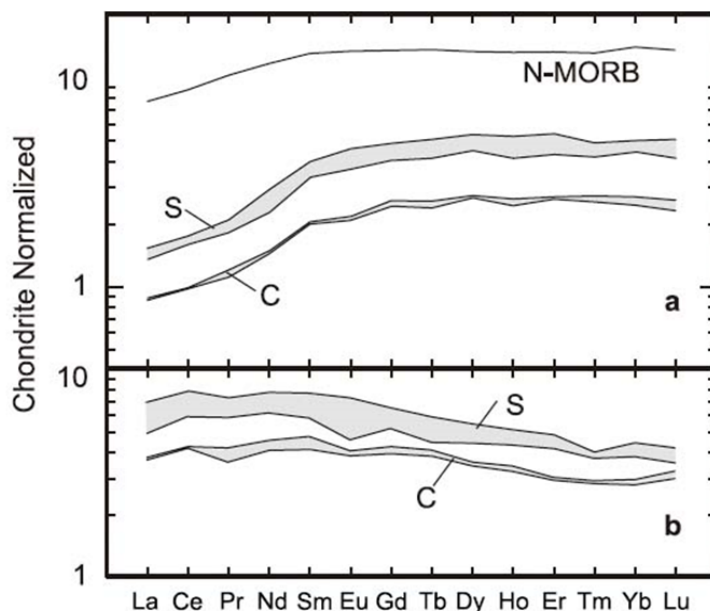


Рис. 5. Количество нормализованных по хондриту РЗЭ в алюминиево деплетированных коматитах (АДК) и алюминиево не деплетированных коматитах (АНК)

a – АНК из Пайк Хилл, Мунро, сопоставленные с N-MORB (S – спинифекс АНК, С – кумуляты АНК);
b – АДК из формации Комати, зеленокаменного пояса Барбертон (S – спинифекс АДК, С – кумуляты АДК) [Dostal, 2008]

Из проведенного сопоставления следует, что в объектах, принадлежащих современным континентам и океанам, такие различия выявлены между перидотитами – абиссальными (океаническими) и орогенными (континентальными), между покровными базальтами океанов (MORB) и покровными базальтами континентов (CFB). Так, для пород континентальной мантии и коры в процессе проведенных исследований выявляется устойчивый исходный, начальный околохондритовый тренд распределения РЗЭ. Такое распределение установлено в орогенных перидотитах и ранних порциях расплавов покровных базальтов континентов. Под начальным распределением понимается распределение в исходных порциях расплавов, не нарушенное последующим взаимодействием с субстратом по пути перемещения расплавов, контаминацией веществом континентальной коры или с веществом по-разному обогащенной мантии.

В другом случае в ассоциации океанических начальных (не преобразованных позднее) абиссальных перидотитов и MORB выявляется исходный тренд РЗЭ, характеризующийся отчетливо выраженным спектром на диаграммах с обеднением ЛРЗЭ

и перидотитов, и базальтов N-MORB. Оба этих выявленных тренда – околохондритовый континентальный и обедненный ЛРЗЭ океанический не находили своего объяснения до тех пор, пока не были установлены тренды распределения РЗЭ в породах двух групп раннедокембрийских коматиитов:

а) древнейших (3.7–3.5 млрд лет) коматиитах типа Барбертон (Южная Африка) АДК с величиной Al_2O_3/TiO_2 около 20;

б) палеопротерозойских (2.7–2.5 млрд лет) АНК типа Мунро (зеленокаменный пояс Абититби, Канада) с величиной Al_2O_3/TiO_2 около 10.

Ряд исследователей (Н. Арндт, Е. Несбитт, С. Сун) связывают формирование АДК с переходом граната (мажорита) в рестит в высокобарических условиях формирования коматиитовых расплавов, в то время как прямое плавление мантийного субстрата без отделения граната в рестит определяет появление алюминиево недеплетированных коматиитов. Появление гранатового (мажоритового) рестита связывается (интерпретируется) как следствие воздействия гигантских импакторов, определяющих плавление мантийного субстрата на ранних стадиях развития Земли (Abbot, 2000; Jones et al., 2003). Исходя из этого можно предположить, что именно в это время в пределах Земли были участки, активно подвергавшиеся импактному преобразованию, где и могла формироваться мантия с характеристиками АДК. Но существовали и участки, где такое преобразование мантии было ограничено или не проявлялось – там могла формироваться мантия с характеристиками АНК. Как выяснилось, эти два типа коматиитов: АНК и АДК – обладают и разными трендами распределения РЗЭ (см. выше). АДК имеют околохондритовый, а АНК – с относительным обеднением ЛРЗЭ тренды распределения РЗЭ. Эти оба тренда по-разному отражены в континентальных и океанических группах пород. Околохондритовый тренд присутствует в континентальных орогенных мантийных перидотитах и начальных членах разрезов континентальных покровных базальтов, а тренд с обеднением ЛРЗЭ – в океанических абиссальных мантийных перидотитах и начальных членов разреза MORB.

Исходя из этого, используя коматиитовый геохимический индекс (различные тренды распределения РЗЭ) и учитывая раннедокембрийское время формирования зеленокаменных поясов можно предположить, что послераннедокембрийские мантия и основание коры сохранили (унаследовали) свое геохимическое (РЗЭ) своеобразие в пределах площадей, ныне занятых континентами и океанами, с раннего докембрия, и именно с этого времени могли разойтись пути развития континентов и океанов.

Геодинамические следствия из приведенного выше положения, которые, безусловно, носят предварительный характер, в значительной степени могут быть исполь-

зованы для уточнения современных геодинамических построений, и в частности базовых положений тектоники плит. Эти следствия таковы:

– стабильным начиная с раннего докембрия могло оставаться современное размещение континентов и океанов;

– такое размещение могло определяться тем, что одни участки поверхности ранней Земли могли систематически подвергаться импактному воздействию крупных планетезималей (континенты), а другие такому воздействию не подвергались или подвергались в незначительной степени – океаны, океанические плато океанов;

– формирование плавучей мантии и корней континентов могло способствовать их пространственной фиксации и не включению начиная с раннего докембрия в масштабные горизонтальные перемещения, и значительная неоднородность раннедокембрийской литосферы препятствовала проявлению механизма конвективных движений в мантии – основного механизма тектоники плит.

Представляется целесообразной дополнительная проверка высказанного положения на примере базальтов разнотипных структур современного Мирового океана: структур, где не предполагается существование каких-либо фрагментов коры континентального типа (СОХ и их фланги, абиссальные впадины), а также имеются основания предполагать присутствие в их основании фрагментов континентальной коры (океанические плато, асейсмичные хребты и островные дуги). Дополнительная проверка (тестирование) этого предположения проводится далее на материалах по распределению РЗЭ в породах различных структур современных океанов, а также в совокупности с такими данными рассматриваются – сведения о распределении РЗЭ в покровных базальтах континентов. В качестве типичных структур океанов и базальтов этих структур принимаются базальты абиссальных глубоководных впадин, базальты и сопутствующие им вулканы асейсмичных хребтов, базальты островодужных систем (Сунда) и, наконец, базальты океанических плато (Кергелен). Значительная часть приводимых ниже материалов по содержанию и распределению РЗЭ в породах океанов получена на основе материалов различных рейсов программ глубоководного бурения в Мировом океане. Часть из них ранее опубликована автором [Блюман, 2011; 2013; 2018; 2020]. Следует прежде всего отметить, что базальты абиссальных равнин, глубоководных впадин океанов представлены исключительно толеитами, подобными базальтами СОХ. В то же время в пределах асейсмичных хребтов, в том числе и рассматриваемого ниже хр. Найнтист и сопредельного с ним хр. Брокен, наряду с базальтами отмечены андезиты, а в пределах плато Кергелен и дациты. Здесь же на плато Кергелен в гальках аллювиальных конгломератов обнаружены и гальки гранато-

вых гранулитов. Все это может свидетельствовать в пользу предположения о том, что в пределах асейсмичных хребтов (см. также материалы по хребтам Гавайскому и Луисвилль в Тихом океане) в их основании может присутствовать кора континентального типа. Соответственно, результаты по содержанию и распределению в породах РЗЭ на примере дополнительно рассмотренных образцов могут быть использованы в процессе тестирования базальтов на предмет присутствия в них компонентов или коры континентов (гранулиты).

Обратимся далее к материалам скважин программ глубоководного бурения в Индийском океане (хребты Найнтист, Брокен Ридж и плато Кергелен) [DSDP, Leg 22, Site 214].

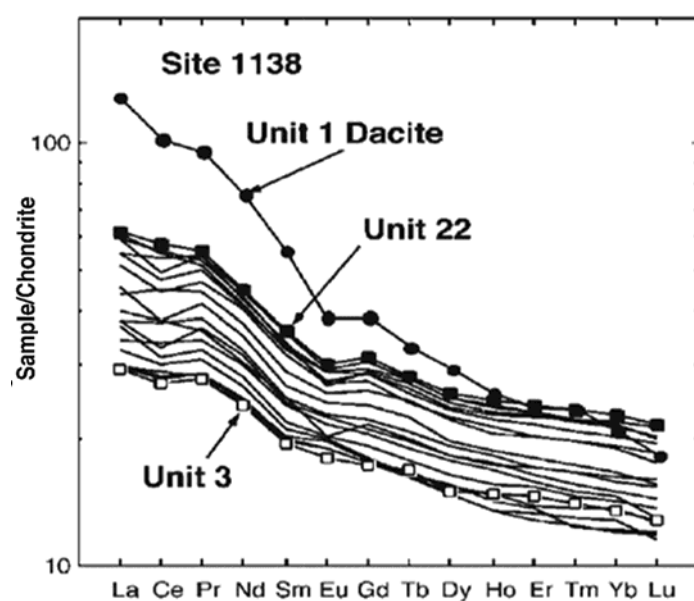


Рис. 6. Нормализованные по хондриту спектры РЗЭ в дацитах пачки 1 и базальтах пачек 3–22 из керна скв. 1138 плато Кергелен [Neal, Mahoney, Chazey, 2002]

Как следует из данных, приведенных на рис. 6 и базальты, и соседние с ними дациты обладают отчетливыми различиями от базальтов СОХ по содержаниям и распределению РЗЭ. Эти различия, особенно в базальтах, подчеркиваются обогащением в целом РЗЭ и в особенности ЛРЗЭ.

Те же или практически аналогичные данные приведены в результате изучения базальтов и андезитов по материалам бурения скв. 214 в рейсе программы DSDP, пробуренной на хр. Найнтист в Индийском океане (рис. 7).

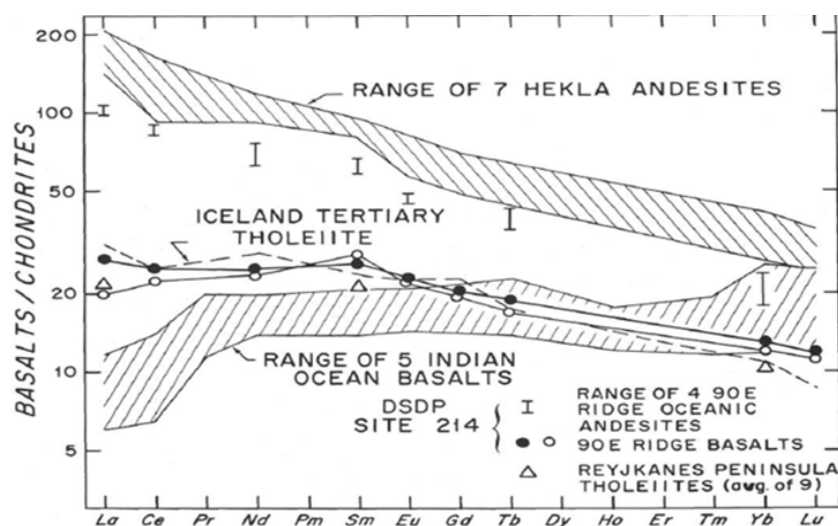


Рис. 7. Нормированное по хондриту распределение РЗЭ в базальтах и андезитах хр. Найнтист

Толейты – залитые и не залитые кружки на диаграмме; штриховые линии – третичные толейты Исландии с корой континентального типа; заштрихованное поле в нижней части диаграммы – базальты Индийского океана; заштрихованная полоса вверху диаграммы – андезиты вулкана Гекла, ниже короткие штрихи – андезиты хр. Найнтист [DSDP, Leg 22, Site 214]

Сведения о содержании и распределении РЗЭ могут быть интерпретированы в качестве свидетельств присутствия в исследуемых структурах океанов (Исландия Северной Атлантики и асейсмичный хр. Найнтист Индийского океана) в их основании коры континентального типа, так же как и в пределах ранее рассмотренного плато Кергелен.

Для того, чтобы еще раз убедиться, насколько показательна зависимость состава и распределения РЗЭ от состава и строения коры, лежащей в основании типичных океанических структур – абиссальных глубоководных впадин, рассмотрим сведения о РЗЭ в базальтах таких структур – впадина Гаттераса Северной Атлантики и Арго Индийского океана (рис. 8).

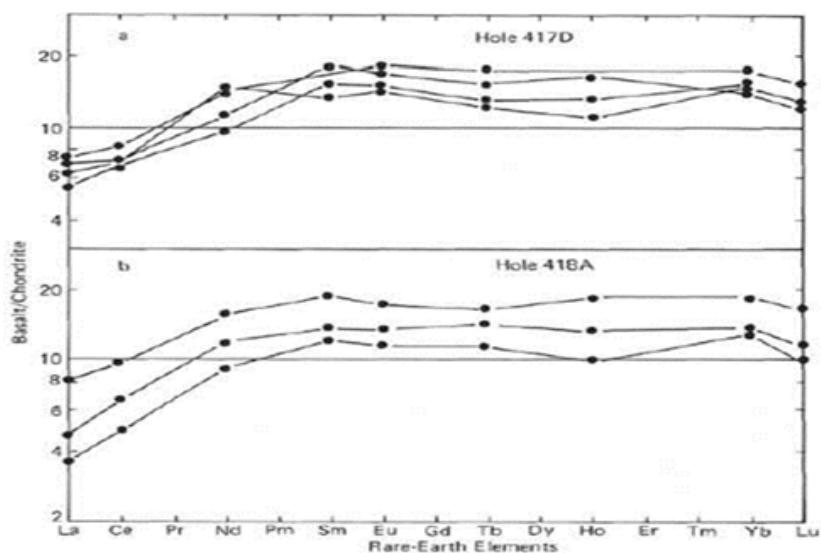


Рис. 8. Нормированные по хондриту состав и распределение РЗЭ в базальтах абиссальной впадины Гаттераса (Северная Атлантика). Незначительные вариации содержания РЗЭ отражают их изменения в керне скважины [DSDP Leg 51, 52, 53 Site 417]

Диаграммы, показанные на рисунках, отражают типичное для базальтов СОХ распределение РЗЭ и незначительное изменение содержаний РЗЭ в базальтах керна скв. 417D. В качестве другого примера рассматривается практически аналогичное содержание и распределение РЗЭ в базальтах глубоководной впадины Уортон в Индийском океане (рис. 9).

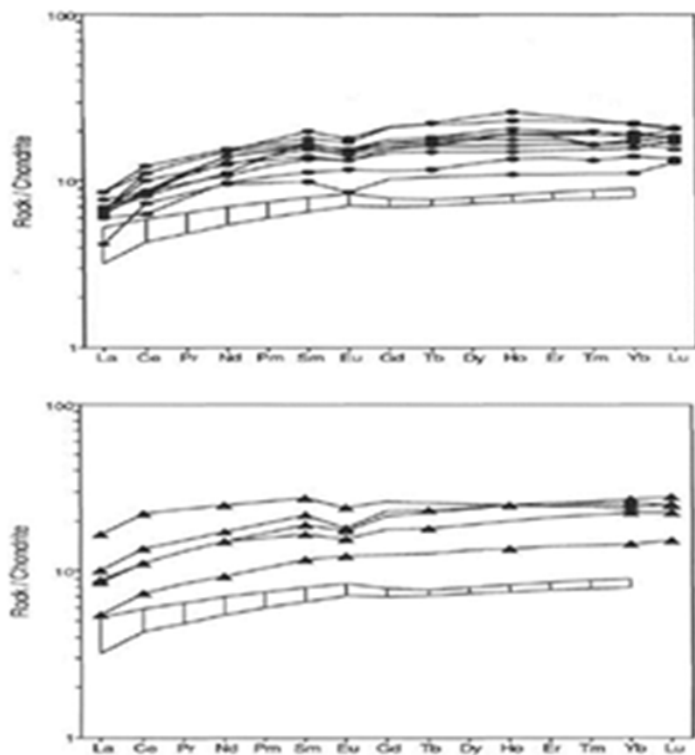


Рис. 9. Нормированные по хондриту содержания и распределение РЗЭ в базальтах скв. 765 (вверху) и 766 (внизу) впадины Уортон. На обеих диаграммах для сравнения показаны спайдерграммы базальтов рифта Красного моря [DSDP, Site 765, 766]

Для подтверждения принципиальных различий в содержании и распределении РЗЭ в толеитах и в дифференцированных сериях островодужных систем приведем еще один пример – спайдерграммы базальтов островной дуги Сунда (рис. 10) [Stosch, 2000].

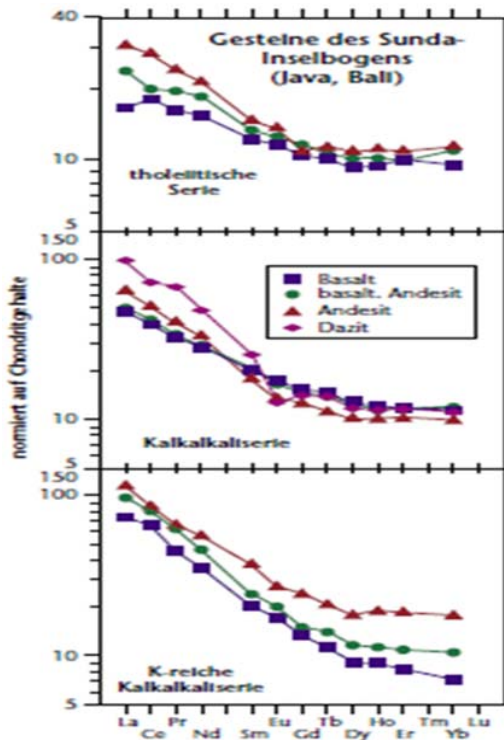


Рис. 10 Содержания и распределение РЗЭ в различных вулканитах дуги Сунда – базальтах, андезибазальтах и дацитах, относимых автором [Stosch, 2000] к разным сериям – толеитовой, нормального ряда и щелочной. Здесь отчетливо видны относительно небольшие различия между вулканитами этих серий, при том что сохраняется заметная в зависимости от щелочности обогащенность вулканитов ЛРЗЭ, в целом обусловленная не только условиями формирования и дифференциации расплавов, но и присутствием в основании островодужных систем компонентов континентальной коры

Отчетливое воздействие континентальной коры, взаимодействующей с мантийными расплавами базальтового состава на состав и распределение РЗЭ, иллюстрируется диаграммой трапов Сибирской платформы (рис. 11).

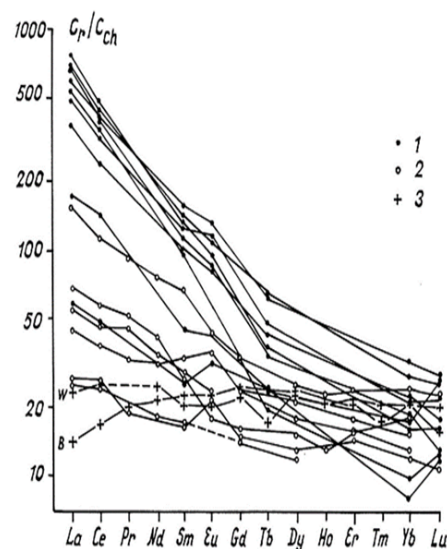


Рис. 11. РЗЭ в трапах Сибирской платформы

1 – Меймеча-Котуйская провинция; 2 – Норильско-Хараелахская провинция; 3 – базальты MORB; W – по К. Н. Wedepohl (1981), B – по Yu. A. Balashov (1976) (А. I. Almukhamedov, Yu. A. Balashov, 1988)

Следует обратить внимание на диаграммы базальтов СОХ. На рисунке видно, что даже начальные члены покровных базальтов континентов значительно различаются от диаграмм базальтов СОХ базальтов абиссальных впадин океанов, еще и еще раз демонстрируя различия в геохимических исходных характеристиках содержания и распределения РЗЭ в базальтах глобальных структур континентов и океанов Земли, там, где существует континентальная кора и где она представлена мафической корой, типичной исключительно для структур океанов (абиссальные впадины, срединно-океанические хребты и их фланги) там, где эта кора имеет состав габбро – габбро третьего слоя коры океанов. Характер распределения РЗЭ значительно отличается в мафических гранулитах основания коры континентов и в габбро третьего слоя коры океанов, так же как и в цимантитных перидотитах коры континентов (орогенные перидотиты) и в перидотитах океанов (абиссальные перидотиты). Все это в совокупности может свидетельствовать о том, что и еще в раннем докембрии различались (в данном случае по содержанию и распределению РЗЭ) и мантия, и кора – основание коры – континентов и океанов. Возможные причины появления и длительной сохранности таких различий вполне заслуживают дальнейшего обсуждения, но само присутствие таких различий представляет значительный интерес с геодинамических позиций. Если такие различия существуют, то это, с учетом их раннедокембрийского заложения, может означать, что начиная именно с раннего докембрия положение континентов и океанов оставалось (могло оставаться) фиксированным и с этого времени разошлись (могли разойтись) пути развития континентов и океанов.

Итак, если принять положение о том, что коматииты двух групп – АНК и АДК представляют собой разновидности раннедокембрийской мантии, являются разновозрастными, датируемыми возрастами условно 3.5 млрд лет (АДК) и 2.5 млрд лет (АНК), а также с учетом того, что обе эти разновидности раннедокембрийской мантии распространены раздельно: АДК – в пределах современных континентов, АНК – в пределах современных океанов, то не столь уж противоречивым является предположение о том, судьбы современных континентов и современных океанов могли разойтись еще в раннем докембрии. Если же в пределах океанов формирование базальтов с характеристиками АНК происходит в пределах структур, обладающих строением коры, отличным от типичной мафической коры (внутриокеанические поднятия – Кергелен и др. или же в пределах асейсмичных хребтов, как Найнтист и Брокен в Индийском океане, где, по данным глубоководного бурения, выявлены и андезиты и дациты), то тотчас же распределение РЗЭ в базальтах меняется, и на диаграммах фиксируется за-

метное увеличение количества ЛРЗЭ. В данном случае в океанах, рассматривая распределение в базальтах РЗЭ, прежде всего следует обращать внимание на характеристику распределения РЗЭ в начальных членах базальтовых серий, которые подобно начальным величинам определенных изотопных отношений, показывают первичное начальное распределение РЗЭ, не нарушенное последующими процессами контаминации базальтовых расплавов чуждыми им компонентами, и в частности компонентами коры континентального типа. Такое явление отчетливо видно на рассмотренном выше примере серии покровных базальтов Сибирской платформы, где начальные члены этой серии базальтов обладают плоским, типичным для оргенных перидотитов и АДК, распределением РЗЭ. В дальнейшем по мере эволюции этих базальтов в них отчетливо видно обогащение их ЛЗЭ за счет контаминации базальтовых расплавов исходного типа АДК ЛРЗЭ гранулитовой коры.

Таким образом, и проведенное на примере базальтов различных структур океанов тестирование на предмет правомерности использования типов распределения РЗЭ в качестве индикатора присутствия в этих структурах коры определенного или океанического типа (только габбро третьего слоя), или элементов коры континентального типа, показывает целесообразность использования характера распределения РЗЭ в качестве индикатора строения коры в областях распространения покровных базальтов и в пределах континентов, и в пределах океанов. К этому следует добавить, что мафические породы так называемых офиолитовых ассоциаций, традиционно интерпретирующихся как кора океанов, обладают характеристиками, присущими мантии континентов, и АДК распределением РЗЭ, отличным от абиссальных (океанических) перидотитов типа АНК.

Кроме этого, вполне рационально использовать (как показал наш опыт тестирования) характеристики содержания и распределения РЗЭ в покровных базальтах континентов и океанов для целей опознания лежащей в их основания лиосферы – континентальной или океанической. В предыдущих разделах отмечалось, что одной из базовых характеристик земной литосферы является ее гетерогенность и гетерохронность, к рассмотрению которых на примере мантии океанов мы приступаем в следующем разделе.

ЛИТЕРАТУРА

Блюман Б. А. Земная кора континентов и океанов (анализ геолого-геофизических и изотопно-геохимических данных). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 152 с.

Блюман Б. А. Актуальные вопросы геологии океанов и геологии континентов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2013. 400 с.

Блюман Б. А. Эволюция событий в истории развития Земли от 4.5 до 0.9 млрд лет. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2015. 312 с.

Краснова Е. А. Магматическая и метаморфическая эволюция мантийного субстрата литосферы северо-западной части Тихого океана // Автореф. ... дис. канд. геол.-минералог. наук: 25.00.09. Москва, 2014. 26 с.

Bodinier J. L., Godard M. Orogenic Ophiolitic, and Abyssal Peridotites // Treatise on geochemistry. Vol. 2: The Mantle and Core. Amsterdam: Elsevier, 2005. Pp. 103–170.

Boyd F. R. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere // Earth and Planetary Science Letters. 1989. Vol. 96. Pp. 15–26.

Brunelli D., Seyler M. Asthenospheric percolation of alkaline melts beneath the St. Paul region (Central Atlantic Ocean) // Earth and Planetary Science Letters. 2010. Vol. 289, no. 3–4. Pp. 393–405.

Coltorti V., Denadiman C., O'Reilly S., Griffin W., Pearson N. Buoyant ancient continental mantle embedded in Oceanic Lithosphere (Sal Island, Cap Verde Archipelago) // Lithos. 2010. Vol. 120, no. 1. Pp. 223–233.

Dostal Y. Series Igneous Rock Associations 10. Komatiites // Geoscience Canada. 2008. Vol. 35, no. 1. Pp. 21–31.

Deep Sea Drilling Project (DSDP). Leg 51, 52, 53: Site 417. URL: http://deepseadrilling.org/51_52_53/volume/dsdp51_52_53pt1_02.pdf. doi: 10.2973/dsdp.proc.515253.102.1980

DSDP. Leg 123: Site 765, 766.

DSDP. Leg 22: Site 214.

Floyd P. A. Oceanic Basalts. 1991. 476 p.

Ishikawa A., Pearson D. G., Dale C. W. Ancient Os isotopy signatures from Ontong Java Plateau lithosphere: Tracing lithosphere accretion history // Earth and Planetary Science Letters. 2011. Vol. 301, no. 1–2. Pp. 159–170.

Liu Ch.-Z., Snow E. J., Hellebrand E., Brüggemann D., von der Handt A., Büche A., Hofmann A. W. Ancient, highly heterogeneous mantle beneath Gakkel ridge, Arctic Ocean // Nature. 2008. Vol. 452, Pp. 311–316.

Matsukage K. N. Kawasaki T. Hydrous origin of the continental cratonic mantle // Earth, Planets and Space. 2014. Vol. 66. doi:10.1186/1880-5981-66-29

Neal C. R., Mahoney J. J., Chazey W. J. Mantle sources and Highly variable role of continental lithosphere in basalt petrogenesis of the Kerguelen plateau and Broken Ridge LIP: Result from ODP Leg 183 // *Journal of Petrology*. 2002. Vol. 43, no. 7. Pp. 1177–1205.

Piccardo G. B., Messiga B., Vanucci R. The Zabargad peridotite-pyroxenite association: petrological constraints on its evolution // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 150, iss. 1. Pp. 135–162.

Stosch H.-G. *Geochemie der Seltenen Erden. Vorlesungen am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität zu Köln, 1988–1993, Skript mit Ergänzungen von 1998 und Sommer 2000.* URL: <https://docplayer.org/109020632-Geochemie-der-seltenen-erden.html>

Warren J. M., Shimizu N., Sakaguchi C., Dick H. J. B., Nakamura E. An assessment of upper mantle heterogeneity based on abyssal peridotite isotopic compositions // *Journal of Geophysical Research*. 2009. Vol. 114, B12203. doi:10.1029/2008JB006186

Workman R. K., Hart S. R. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM) // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. Vol. 231. Pp. 53–72. doi: 10.1016/j.epsl.2004.12.005

Офиолиты

В 1997–1998 гг. вышли из печати монографии В. Е. Хаина, А. Г. Рябухина [1997] и И. А. Резанова [1998], посвященные взаимоотношениям геологических наук и перспективам их развития. В обеих работах в качестве ключевых рассматриваются проблемы офиолитов (В. Е. Хаин) и соотношений коры континентов и океанов (И. А. Резанов). Следует отметить, что обе эти проблемы взаимосвязаны, поскольку большинство сторонников современных геодинамических концепций считает офиолиты континентов фрагментами коры ранее существовавших океанов. При этом сопоставляются различные породные комплексы офиолитовых ассоциаций континентов с различными слоями литосферы и коры океанов: ультрамафиты офиолитов континентов – с ультрамафитами океанов; мафиты полосчатого и кумулятивного комплексов офиолитов континентов – с мафитами третьего слоя коры океанов; комплекс параллельных даек и вулканиты второго слоя коры океанов – с вулканитами офиолитов и питающим их комплексом параллельных даек. В офиолитовой ассоциации представлено несколько комплексов пород: ультрабазитовый – кристаллические ультрамафиты-гарцбургиты, лерцолиты и дуниты со структурами тектонитов (метаморфические пери-

дотиты); кристаллические мафиты с перидотитами и пироксенитами, менее деформированными по сравнению с кристаллическими ультрамафитами; комплексы параллельных даек и вулканитов.

Начиная с работы Г. Штейнманна (1927), утвердилось положение о «родственных» взаимоотношениях различных породных комплексов офиолитовых ассоциаций. Кристаллические ультрамафиты считаются реститами базальтовых расплавов, проникших на верхние уровни земной коры, где сформировались комплексы кристаллических мафитов, комагматичных им базальтов и параллельных даек. Не все петрологи разделяют мнение о «родственных» взаимоотношениях между различными комплексами пород офиолитовых ассоциаций. Положение о «родственности» этих комплексов офиолитовых ассоциаций континентов подвергалось сомнению не только Р. Колманом, но и рядом отечественных геологов и тектонистов – А. Л. Книппером, А. В. Пейве и др. Противоречия в штейнманновской трактовке генезиса офиолитов, а также появившиеся недавно сведения по изотопии, геохимии, радиологическому датированию различных пород офиолитовых ассоциаций обусловили необходимость еще раз вернуться к обсуждению некоторых вопросов их происхождения и механизма становления в земной коре.

Объектами рассмотрения являются кристаллические ультрамафиты и мафиты (КУММ) офиолитовых ассоциаций. Допустимость рассмотрения вопросов происхождения и становления КУММ офиолитовых ассоциаций независимо от комплексов параллельных даек и вулканитов обоснована следующими обстоятельствами:

– не во всех офиолитовых ассоциациях континентов совмещены все упомянутые породные комплексы;

– неоднократно деформированные и метаморфизованные КУММ прорваны недеформированными и неизменными породами комплекса параллельных даек с отчетливо выраженными фациями закалывания – свидетельством разрыва во времени и в условиях становления комплексов КУММ и параллельных даек.

Кристаллические ультрамафиты офиолитовых ассоциаций неоднократно деформированы в широком диапазоне термодинамических условий – от мантийных до верхнекорových; в них закартированы складки различных порядков, дисконформные складчатые структуры в комплексе кристаллических мафитов. Синдеформационные преобразования ультрамафитов (смена лерцолитов гарцбургитами, а последних – дунитами), а также происхождение пироксенитов и кристаллических мафитов интерпретируются по-разному: как процесс последовательного плавления и фракционирования мантийных расплавов (Н. Л. Добрецов, А. Николая, А. Принцхофер и др.) или как следствие

метаморфо-метасоматических преобразований исходного лерцолитового субстрата (С. В. Москалева, В. Ф. Морковкина, А. А. Ефимов и др.)

Решение вопросов о генезисе КУММ офиолитовых ассоциаций дополнительно осложняется неразработанностью петрографической номенклатуры этих пород (особенно это относится к кристаллическим мафитам), когда одни и те же породы определяются или как магматические габбро, или как мафические гранулиты, в зависимости от того, что принимается в качестве ведущего признака – состав породы или ее структурно-текстурные особенности. Показателен в этом отношении и термин «метаморфические перидотиты» Р. Колмана [1979].

Принципиально важные положения, во многом определяющие трактовку генезиса КУММ офиолитовых ассоциаций, содержатся в монографии Р. Колмана: «...при рассмотрении последовательности событий, которые привели к возникновению офиолитовой ассоциации: необходимо исходить *скорее из полигенетичности, а не когенетичности пород* (курсив мой. – Б. Б.), столь часто принимаемой для ассоциаций и рядов магматических пород или магм. Геологические процессы, фиксирующие полигенетическую историю офиолитов, можно понять лишь в том случае, если удастся установить время и место события» [Колман, 1979, с. 28].

«Прямые связи метаморфических перидотитов и... кумулятов в виде подводящих питающих даек и переходных зон неизвестны. Эти две единицы комплексов отчетливо разделяются несогласием, и до настоящего времени не установлены сколько-нибудь приемлемые способы оценки разделяющих их интервалов времени» (Там же, с. 28).

По мнению Р. Колмана, существует ряд признаков, позволяющих отделять КУММ от комплекса параллельных даек и вулканитов:

– «...интрузивные соотношения (даек) с кумулятивными базитами говорят о том, что последние консолидировались до внедрения свиты даек. Текстурные особенности габброидов свидетельствуют также о том, что они претерпели деформацию до становления... даек» (Там же, с. 29);

– «...тектоническая разобщенность метаморфических перидотитов и перекрывающей их ассоциации габбро... служит подтверждением тому, что метаморфические перидотиты нельзя включать в полигенетические офиолитовые комплексы» (Там же, с. 32);

– «...кумулятивный комплекс... неоднороден, обнаруживает резкие изменения состава по латерали и вертикали, что не может быть согласовано с концепцией возникновения расслоенности в результате кристаллизации единой крупной порции магмы, как

это представляется в случае расслоенных интрузий Скергаард, Бушвельд» (Там же, с. 113).

Согласно Р. Колману, полигенетичной офиолитовую ассоциацию считали отечественные петрологи и тектонисты, опубликовавшие ряд статей в Трудах Международного симпозиума «Офиолиты в земной коре» (1973). По мнению А. Л. Книппера, «...ультрабазиты и габбро в момент излияния юрских базальтов являлись их древним фундаментом, сформированным в докембрии» [Офиолиты в земной коре, 1973, с. 10]. В подтверждение этого приводятся радиометрические данные датирования (К-Аг-метод по полевому шпату) габбро – 583 + 30 млн лет, а также присутствие высокометаморфизованных пород (гранулиты, гранатсодержащие амфиболиты, мраморы) среди габбро-амфиболитового комплекса офиолитов Малого Кавказа. А. В. Пейве, выделяя на примере «стратотипических» разрезов офиолитов Урала (особенно Полярного Урала) внутри них три комплекса: ультрамафитов (I), мафитов (II) и вулканитов (III), отмечает, что «...комплексы I и II являются древним метаморфическим фундаментом для комплекса III. Фундамент имеет длительную, сложную геологическую историю формирования, породы его испытали многократные метаморфические преобразования и тектонические деформации. Возраст пород фундамента в большинстве случаев неизвестен, но иногда они значительно древнее... вулканогенно-осадочного чехла, представленного третьим комплексом» (Там же, с. 62). Характеризуя офиолитовые ассоциации Урала, А. С. Перфильев и С. В. Руженцев отмечают, что «нижняя часть разреза (дунит-гарцбургитовый комплекс) сопоставляется с верхней мантией, габброидный и амфиболитовый – с «базальтовым слоем», зона, их разграничивающая, отвечает древней поверхности Мохоровичича» (Там же, с. 50).

Решение вопросов соотношений между различными породными комплексами офиолитовых ассоциаций сегодня требует привлечения результатов изотопно-геохимических и геохронологических исследований. Р. Колман, отмечая повышенную радиогенность изотопов стронция в метаморфических перидотитах ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0.7078 - 0.7156$), согласующуюся, кстати, со сходными значениями стронциевого изотопного отношения в ультрамафитах океанов – 0.706–0.728 (E. Bonatti, D. Brunelli, W. Buck et al., 1990), полагает, что «...если имеющиеся (к 1977 г. – Б. Б.) аналитические данные отражают неискаженные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в метаморфических перидотитах, то генетическая связь между последними и ассоциирующими с ними кумулятами и эффузивами... полностью отсутствует» [Колман, 1979, с. 107]. И далее: «...если перидотиты представляют собой остаток частичного плавления, то необходимо допустить, что это событие происходило 1 млрд лет назад» (Там же, с. 184).

В опубликованной работе автора [Блюман, 2000] приведены выполненные различными методами радиологические датировки КУММ офиолитовых ассоциаций ряда континентов. Во-первых, обращает на себя внимание то обстоятельство, что КУММ датированы в «длинном» временном интервале (от раннего докембрия до палеозоя и мезозоя), фиксируя тем самым длительную, прерывисто-последовательную историю их становления, а во-вторых, в ультрамафитах и мафитах установлены согласованно древние, «реликтовые», раннедокембрийские датировки, колеблющиеся в интервале 3400–2900–1500 млн лет.

Прежде чем оценивать эти датировки, особенно подчеркивая согласованность докембрийских датировок в ультрамафитах и мафитах, следует обратить внимание на данные Д. Пирсона [Pearson et al., 1995] о согласованности древних датировок пород верхней мантии и нижней коры в Каапваальском кратоне. Параметрированные по глубинам нахождения в мантии ксенолиты мантийных ультрамафитов отобраны из разновозрастных кимберлитов в различных частях кратона: с древней (2.7–3.6 млрд лет) неремобилизованной и ремобилизованной (менее 2.7 млрд лет – поздний архей – ранний протерозой) корой. При этом Re-Os-методом установлена возрастная согласованность (когерентность) коры и верхней мантии до глубин около 250 км. По данным Л. Рейсберга и Дж. Лорана [Reisberg, Lorand, 1995], ультрамафиты складчатых систем юга Испании (Ронда), Восточных Пиренеев и Северного Присредиземноморья (массив Бени-Бушера) датированы докембрием. Возраст ультрамафитов этих массивов определен Re-Os-методом (млрд лет): 1.36 – Ронда; 2.58 – Восточные Пиренеи; 1.2–1.3 – Бени-Бушера. Мафиты массива Ронда имеют возраст 1.3 млрд лет (Re-Os-метод); клинопироксен этого же массива – 1.3 млрд лет (Sm-Nd-метод); перидотит массива Бени-Бушера – 1.3 млрд лет (Sm-Nd-метод). Свидетельством хронологической согласованности субконтинентальной литосферной мантии и нижней коры этих же регионов являются приводимые Л. Рейсбергом и Дж. Лораном [1995] датировки различными методами нижнекоровых пород, ассоциированных с ультрамафитами (млрд лет): гнейсы, окружающие массив Бени-Бушера, – 1.4–1.56 (Sm-Nd-метод); 1.4–2.1 (U-Pb-метод по циркону и Sm-Nd по породам); в глубинных нижнекоровых ксенолитах Восточных Пиренеев – 2.0–2.1 млрд лет (Sm-Nd-метод). Таким образом, хронологически согласована субконтинентальная литосферная мантия не только в пределах кратонов [Pearson et al., 1995], но и подвижных молодых складчатых систем. В обоих случаях в КУММ сохраняются раннедокембрийские датировки, согласованные с датировками ассоциированных с ультрамафитами нижнекоровых пород. Эти данные свидетельствуют, с одной стороны, о петрогенетической и хронологической взаимосвязи становления (образова-

ния и преобразования) коры в верхней мантии, а с другой, о наличии глубоких «древних» корней кратонов в верхней мантии. Двухуровневая кора (нижняя – гранулит-мафитовая и верхняя – гранитно-метаморфическая) в пределах континентов распространена не повсеместно. Там, где отсутствует верхняя, гранитно-метаморфическая, кора и распространены лишь древние (более 2.7 млрд лет) гранулит-базитовые комплексы, согласованно древними являются кора и верхняя мантия. Формирование верхней, гранитно-метаморфической, коры (поздние архейды – ранние протерозойды – менее 2.7 млрд лет) обусловлено, по мнению автора [Блюман, 2000], «возбуждением» более глубоких уровней верхней мантии и передачей теплового возбуждения сквозь согласованно древние (более 2.7 млрд лет) верхнюю мантию и нижнюю кору, что сопровождается их ремобилизацией и соответственно относительным «омоложением». Вполне резонно предположить, что и последующие (в фанерозое) разнотипные процессы ремобилизации мантии, мантийно-корового взаимодействия должны отразиться на согласованном радиологическом датировании мантии и коры. Так, Re-Os-методом проведено датирование глубинных ксенолитов верхней мантии Австралии по субширотному профилю, протягивающемуся с запада на восток от древней, кратонной, ее части (блок Гоулера) к фанерозойской складчатой системе Лаклан [Handler, Bennet, East, 1991]. Установлено омоложение литосферной мантии от раннедокембрийских датировок (1960 ± 100 млн лет) на западе в кратонной части до фанерозойских на востоке в области Лаклан. С учетом согласованных древних (раннедокембрийских) датировок КУММ офиолитовых ассоциаций континентов и океанов целесообразно сопоставить их изотопные характеристики. В координатах Nd-Sr-изотопных отношений ультрамафиты массива Ронда (Пиренеи), ультрамафиты скал Св. Петра и Павла (Атлантический океан), кристаллические мафиты Омана (Семайл) и Ньюфаундленда (Бей-оф-Айлендс), а также мантийные ксенолиты из базальтов континентов и океанов изотопно когерентны между собой и все вместе (ультрамафиты и мафиты) располагаются в пределах крутонаклонного тренда EM-I, отвечающего, в свою очередь, гранулитам нижней коры континентов [Блюман, 2000]. Изотопное соответствие нижнекоровых мафитов и мантийных ультрамафитов офиолитовых ассоциаций континентов согласуется с данными их «исходного» раннедокембрийского возраста. При этом раннедокембрийское (хронологическое) соответствие коры и мантии кратонов континентов [Pearson et al., 1995] означает, что формирование изотопной и хронологической неоднородности в мантии континентов происходило между 1 и 3 млрд лет одновременно с формированием латерально и вертикально неоднородной раннедокембрийской коры. Таким же (1–3 млрд лет) считается и время создания изотопной гетерогенности мантии

океанов [Фор, 1989]. Эти данные свидетельствуют о хронологической и петрогенетической взаимосвязи и взаимообусловленности процессов, происходящих в коре и мантии континентов и, наверное, океанов, как в докембрии [Pearson et al., 1995], так и в фанерозое [Handler, Bennet, East, 1991] посредством изучения выборки из более 13 000 анализов минералов глубинных ксенолитов (гранат, хромит) установили корреляцию между составом мантии и возрастом коры. Показано, что геохимические особенности субконтинентальной литосферной мантии различны под архейской, протерозойской и фанерозойской областями тектонотермальных событий. «Молодая», фанерозойская, мантия менее деплетирована, более плотная и более гомогенная. Характеристики архейской, протерозойской и фанерозойской сублитосферной мантии, по С. О'Рейли и В. Гриффину [O'Reilly, Griffin, 1999], равны соответственно: средняя плотность (г/см^2) 3.31, 3.34, 3.37; содержание кальция (вес.%) – 0.6, 1.7, 3.1; V_p на глубине 100 км (км/сек) – 8.18, 8.05, 7.85. По их мнению, кора и подстилающая ее мантия формируется квазиодновременно и остаются длительное время согласованными (совкупными).

О механизме глубинных процессов петрогенеза в мантии и коро-мантийном взаимодействии известно немного. Предполагается [Белоусов, 1989], что процессы теплового возбуждения в мантии посредством механизма расплавно-флюидного взаимодействия передаются из мантии в кору, обуславливая образование и преобразование коры, создавая тем самым глобальную и региональную системы взаимосвязанных (согласованных) коро-мантийных неоднородностей. В земной коре эти процессы фиксируются гранитообразованием, гранитизацией, региональным метаморфизмом, сопровождающимися масштабными деформациями коры. Следы подобного рода процессов в мантии могут быть зафиксированы наличием взаимосвязи между степенью деформированности мантийных ксенолитов и их радиогенной обогащенности. Согласно Доунсу (H. Downes, 1990), деформированные перидотиты, в отличие от слабодеформированных, характеризуются так же отчетливым обогащением легкими редкоземельными элементами. Все это позволяет предполагать, что деформация мантийного вещества сопровождается, а может быть, и обусловлена перемещением, в частности, некогерентных элементов, создающих в целом изотопно-геохимическую неоднородность в мантии. Особенно следует обратить внимание на сходство (в координатах петрохимической диаграммы AFM) мафитов – офиолитов континентов и мафитов третьего слоя коры океанов – между собой, а также на их сходство с мафитами древнейших комплексов Балтийского щита [Степанов, 1989]. Примечательны в этом отношении результаты петрохимического сопоставления представительных выборок основных гра-

нулитов докембрия (Алданский и другие щиты) и глубинных ксенолитов основного состава из неоген-четвертичных базальтов Курило-Камчатской островной дуги [Федорченко, Родионова, 1975], представляющих основание мафитовой коры этой островодужной системы. Соответствующие диаграммы пока-зывают подобие состава этих пород (Блюман, 1998). Анализ материалов по ксенолитам кристаллических мафитов в островодужных базальтах [Федорченко, Родионова, 1975] показывает, что эти мафиты в одних случаях определялись авторами в соответствии с номенклатурой магматических пород (габбро, нориты, троктолиты), в других – с учетом их полосчатых, гнейсовидных, сланцеватых текстур и гранобластовых структур, именовались разнообразными кристаллосланцами. Еще более отчетливо неопределенность петрографической номенклатуры кристаллических мафитов проявилась при характеристике КУММ офиолитовых ассоциаций различных регионов. Эти породы, как уже отмечалось, в зависимости от интерпретации их происхождения – (магматического, метаморфического или же магматогенно-метаморфического), определяются в терминах магматических (габбро), метаморфических пород (мафические гранулиты) или же как габбро-гранулиты. Неопределенность петрографической номенклатуры особо отчетливо видна на примере кристаллических мафитов детально изученных ультрамафит-мафитовых ассоциаций Западных Альп, и в частности зоны Ивреа-Вербано [Schmid, 1968]. Одни и те же типы мафитов этой зоны, по Р. Шмиду, называются по-разному: пироксеновый гнейс, гранат-пироксеновое габбро, пироклазит (местное наименование), пироксен-роговообманковый гранофельз, пироксен-роговообманковое метагаббро, метагаббро-норит. Не случайно при характеристике массивов этой зоны (Бальмуччия) отмечено, что «...характер восточного контакта с высокометаморфизованными, расслоенными базитами (мафическими гранулитами) затушеван явлениями высокотемпературного пластичного течения пород...». И далее: «...метаморфизм офиолитовых габброидов является самостоятельной проблемой... вторичные процессы в офиолитах обычно разнообразны и многоэтапны. Характер метаморфизма варьирует от амфиболитовой и даже гранулитовой фации до зеленосланцевой...» [Магматические ..., 1985, с. 118, 396].

Подобного рода противоречия определяют необходимость анализа особенностей состава и строения КУММ офиолитовых ассоциаций разновозрастных складчатых систем разных регионов. В качестве подобного рода объектов рассмотрены КУММ офиолитовых ассоциаций Альп (зона Ивреа-Вербано), Пиренеев, Полярного Урала (Войкаро-Сыньинский массив), Папуа Новой Гвинеи, Японии. КУММ зоны Ивреа-Вербано располагается в тектоническом шве (линия Инсубрик-Ивреа-Кановезе), отделяющем фронтальную по отношению к линии Инсубрик Пеннинскую зону от тыловой Южно-

Альпийской. Комплекс Ивреа-Вербано является фрагментом дугообразной – Западные, Центральные, Восточные Альпы – полосы, характеризующейся положительной гравитационной аномалией (до +150 мГал в редукции Буге), а также воздыманием здесь поверхности М [Zingg et al., 1990]. На юге, юго-востоке КУММ зона Ивреа-Вербано контактирует с полиметаморфизованными породами гранулит-кинцититового комплекса [Giese, 1968; Quick, Sinigioni, Mayer, 1995; Quick et al., 1992], содержащего линзовидные полосы мафических гранулитов. Еще далее к юго-востоку гранулит-кинцититовый комплекс по тектонической линии Коссато-Мерджоццо-Бриссаджо (КМБЛ) граничит с гнейсо-амфиболитовым с прослоями мраморов комплексом, перекрытым на юге палеозой-мезозойскими отложениями Южных Альп, пермскими вулканитами и прорванными гранитоидами пермского возраста. В Южноальпийской зоне разрез представлен континентальными молассоидами верхнего палеозоя, карбонатными отложениями юры, мела и флишем палеогена. Породы Южноальпийской зоны имеют многокилометровую мощность, пологодислоцированы, осложнены взбросо-сдвигами. Комплекс кристаллических мафитов зоны Ивреа-Вербано, в зависимости от генетической интерпретации слагающих его пород, именуется по-разному: изверженный (igneous) комплекс [Quick, Sinigioni, Mayer, 1995; Quick et al., 1992], мафическая формация [Zingg et al., 1990], комплекс пироклазитов [Schmid, 1968]

Несмотря на различные подходы к интерпретации генезиса пород мафического комплекса, отмечается его сложная дислоцированность, полиметаморфизм, метасоматические преобразования, присутствие внутри него прослоев и линз чарнокитов, кинцититов, парагнейсов [Quick, Sinigioni, Mayer, 1995]. Характерно также присутствие отдельных линз кристаллических мафитов среди ультрамафитов и ультрамафитовых линз среди мафитов. Детальным картированием [Quick et al., 1992] установлено, что породы кристаллического мафического комплекса дислоцированы в систему сложных купольного типа складок и вмещают совместно с ними дислоцированные полосы кинцититов и парагнейсов. Породы мафического комплекса, вмещающие массив ультрамафитов Бальмуччия зоны Ивреа-Вербано, Ф. Будье [Boudier, Jackson, Nicolas, 1984] называет гранулитовыми габбро, гранатсодержащими гранулитовыми габбро. Гранулитовые габбро на расстоянии около 2 км от контакта с перидотитами массива Бальмуччия многократно чередуются с дунитами, пироксенитами. В ряде случаев авторы вместо термина «гранулитовое габбро» используют термин «гранулит»: «...в гранулитах восточной части контакта (полосчатый комплекс) полосы пироксенитов и дунитов чередуются с габбро и конкордантны со сланцеватостью в гранулитах» [Boudier, Jackson, Nicolas, 1984, с. 181].

Полиметаморфические преобразования КУММ зоны Ивреа, гнейсов и кристаллосланцев зоны Строна-Джинери подтверждены результатами радиологических исследований [Zingg et al., 1990], фиксирующих последовательные события – каледонские, варисские и мезозойские. При этом по результатам уран-свинцового датирования по цирконам в породах устанавливаются реликтовые раннедокембрийские датировки (1900–2500 млн лет) наряду с палеозойскими (500–450 и 350–300 млн лет) и мезозойскими (280–270–120 млн лет), отражающими длительную историю синдеформационного преобразования в процессе тектонической «транспортировки» мантийно-коровых (нижне- и верхнекоровых) комплексов на верхние уровни коры – «из-под» Южноальпийской зоны в область ее сочленения с Пеннинской зоной. Согласно имеющейся геологической интерпретации [Zingg et al., 1990], зона Ивреа-Вербано представляется тектонически выдвинутым «клином» мантийных ультрамафитов и расположенных выше них (тело Ивреа) нижне- и верхнекоровых комплексов мафических гранулитов, кинцигитов (нижняя кора) гнейсо-сланцевого комплекса (верхняя кора). При этом как в мантийных, так и коровых (нижняя кора) комплексах сохранились реликтовые согласованные раннедокембрийские датировки.

Г. Вавра и др. (G. Vavra, R. Schmid, D. Gebauer, 1999) изучены зональные цирконы из пород гранулит-кингицитового и мафического комплексов зоны Ивреа-Вербано; одновременно уран-свинцовым методом (микроанализ) определен возраст различных частей (ядро, периферия) кристаллов циркона. Ядра зерен циркона, выделенных из гранулитов, показывают возраст, варьирующий от 1.1 млрд лет до 711 и 604 млн лет; периферические части этих зерен датированы соответственно 330–220, 300–280, 350–270 млн лет. При этом авторы отмечают, что формирование внешних зон зерен циркона сопровождалось частичной потерей радиогенного свинца из ядерных, центральных частей этих зерен, образование которых происходило в докембрии (в раннем протерозое или раньше). Таким образом, результаты радиологического датирования цирконов пород этих комплексов, в соответствии и с другими данными радиологических исследований (Rb-Sr-, Sm-Nd-, Re-Os-методы), фиксируют длительную историю преобразования КУММ зоны Ивреа-Вербано. Д. Рубатто с соавторами (G. Rubatto, D. Gebauer, K. Camprangoni, 1999) микроаналитическим методом датированы (SHRIMP, U-Th-Pb) зональные цирконы полиметаморфизованных эклогитов зоны Сесия-Ланцо, пространственно ассоциированных с кингидитами – аналогами кинцигитов зоны Ивреа-Вербано. Ядра зерен цирконов, выделенных из эклогитов и апоэклогитовых слюдяных сланцев, датированы возрастом, варьирующим от 1 до 2.4 млрд лет, наряду с датировками 180–200, 300, 416, 600, 760, 820 млн лет, фиксирующими длительную историю преобразо-

вания эклогитов, завершающуюся ареальным проявлением метаморфизма с возрастом 76–65 млн лет. Для перидотита Бальмуччии (1 обр.) и пяти образцов мафического комплекса зоны Ивреа-Вербано получена (Voshsgе et al., 1987) Sm-Nd-изохрона 607 ± 19 млн лет; для серии образцов – перидотит, пироксенит и трех образцов мафитов – Sm-Nd-изохрона 596 ± 35 млн лет. Модельный Sm-Nd-возраст кинцититов 1.15–1.4 и 1.6–1.8 млрд лет; минеральные изохроны (Sm-Nd) 227, 240 млн лет (Voshsgе et al., 1987). Датировки кинцититов зоны Ивреа уран-свинцовым методом по циркону показали возраст 1.9–2.5 млрд лет (Cumming, Koppel, Ferraro, 1987). Весьма примечателен и должен быть особенно отмечен тот факт, что породы мафического комплекса, как и породы гранулитового (кинцититового) комплекса зоны Ивреа-Вербано, имеют «континентальные» коровые радиогенно обогащенные значения изотопных свинцовых характеристик (Cumming, Koppel, Ferraro, 1987).

Геофизические модели строения зоны Ивреа совпадают с интерпретацией ее геологического строения. В серии разрезов на блок-диаграмме строения коры и верхней мантии Западных Альп [Giese, 1968] показаны «отслаивающиеся» от верхней мантии ее фрагменты, которые как бы «выдвигаются» из верхней мантии на верхние уровни консолидированной коры. При этом только в зоне Ивреа, наряду с ультрамафитами, широко распространен мафический комплекс (нижнекоровые мафические граулиты). В юго-западной части этой дугообразной полосы (массив Ланцо) размеры тел ультрамафитов уменьшаются, и в ассоциации с ними практически отсутствует мафический комплекс, создавая тем самым впечатление, что по мере продвижения мантийно-коровых комплексов в верхние уровни коры с них как бы «сдираются» мафические (нижнекоровые) и гнейсовые (верхнекоровые) комплексы. А. Николя и Ф. Будье (A. Nicolas, F. Boudier, 1975) приводят подробные данные о характере и степени деформированности перидотитов массива Ланцо Западных Альп, отмечая согласие (конкордантность) простирания тектонических структур в перидотитах и вмещающих их глубокоизмененных коровых породах, а также многократность процессов их деформации. Конкордантность структур перидотитов и их корового кристаллического обрамления отмечены А. Николя и Ф. Будье и для массивов Ронда (Пиренеи) и Бени-Бушера (Северная Африка). Подобного рода данные свидетельствуют о неоднократном совместном вовлечении в пластичные деформации в глубинных условиях мантийных перидотитов и кристаллических коровых пород. Конформны перидотиты и вмещающие их гранулит-гнейсовые нижнекоровые кристаллические породы деформационным метаморфическим и метасоматическим изменениям.

Изотопные исследования полиметаморфизованных (шпинель из амфиболсодержащих перидотитов) перидотитов о. Забаргад (Красное море), проведенные Г. Брюкнером, А. Циндлером и др. (K. Brueckner, A. Zindler, V. Seyler et al., 1988), показали, что наиболее деплетированы шпинелевые лерцолиты, а радиогенно обогащенными являются амфиболсодержащие перидотиты. Sm-Nd-изохрона, соответствующая тренду шпинелевый-амфиболовый перидотит, отвечает возрасту 675 ± 30 млн лет – времени панафриканского «события». Свинец-свинцовое датирование образцов перидотитов Забаргада (Hamlin, Allegre, 1988) показывает возраст 1.3 млрд лет. По мнению Г. Брюкнера, «панафриканский» возраст перидотитов Забаргада (675 млн лет) отвечает времени их амфиболизации. Характеристика «гнейсово»-гранулит-гнейсо-амфиболитового комплекса, обрамляющего тела перидотитов о. Забаргад, приведена в работе Ф. Будье и А. Николя (The genesis ..., 1988). Кристаллический комплекс сопоставляется с докембрийско-раннепанафриканским кристаллическим фундаментом, с выходами докембрия Восточной Пустыни Египта. Породы кристаллического комплекса представлены гранулитами основными и кислыми, деформированными и перекристаллизованными «габбро» с гранулитовыми минеральными парагенезисами, полосчатыми амфиболитами.

М. Полве и К. Аллегр (M. Polve, C. Allegre, 1980) провели изучение изотопных Rb-Sr-характеристик лерцолитов и пироксенитов ряда массивов Альп (Ланцо), французских Пиренеев (Лерц) и Южного Присредиземноморья (Бени-Бушера). Отмечая постоянное присутствие пироксенитов (полосы, слои) в лерцолитах, авторы, как и А. Николя (для массива Ланцо), указывают на становление лерцолитовых комплексов (судя по деформациям полос пироксенитов) в условиях пластических деформаций, при том, что пироксениты сформированы в мантии до тектонического становления лерцолитов в коре. Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пироксенитовых прослоях среди лерцолитов выше, чем в лерцолитах, и варьируют от 0.7031 до 0.7114, наиболее высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отмечены в гранатсодержащих пироксенитах. Установлено также (M. Polve, C. Allegre, 1980), что стронциевые отношения близки к этим же значениям в кристаллических (гранулит-кинцингитовых) комплексах, окружающих массивы лерцолитов (Бени-Бушера, Ланцо). М. Обата (1977) в докторской диссертации по массиву Ронда (Западное Присредиземноморье) считал породы, слагающие тела лерцолитов, метаморфическими, вернее, полиметаморфическими, подвергшимися преобразованиям как в мантии, так и в процессе их подъема (транспортировки) в земную кору. Западное Присредиземноморье – дугообразная полоса горных хребтов Пиренеев (хр. Бетик) и Северной Африки (Риф) – представляет собой западное замыкание альпийской си-

стемы Южной Европы, развитие которой происходило в позднем мезозое – третичном периоде. Составляющими эти структуры являются массивы перидотитов (орогенных лерцолитов): Ронда Пиренеев и Бени-Бушера Северной Африки. Характерно, что в этих массивах обнаружены псевдоморфозы графита по алмазу (В. В. Слодкевич, 1980; Graphitized ..., 1989).

Массив перидотитов Ронда (D. van der Vaal, R. L. Vissers, 1993) расположен на юго-западе Испании (Бетические Кордильеры), занимает площадь более 300 км и сложен тремя разновидностями перидотитов: гранатовыми, шпинелевыми и плагиоклазовыми, интенсивно деформированными. Деформации отражают тектоническую историю их становления в течение нескольких стадий с направленным регрессивным изменением температуры и давления (рассчитанных по одно- и двухпироксеновым термометрам), варьирующих от 1100 °С и 40–20 кбар (стадия 1) до 768 °С и 10 кбар (стадия 4) и, наконец, до 400 °С и 1 кбар (D. van der Vaal, R. L. Vissers, 1993). Массив Ронда, по данным этих исследователей, состоит из трех главных доменов порфирокластических, шпинелевых тектонитов, гранат-шпинелевых милонитов в северо-западной части массива; грубозернистых гранулярных перидотитов центральной части массива; порфирокластических (плагиоклазовых тектонитов) юго-восточной части массива. Шпинелевые тектониты северо-запада массива включают слои (полосы) гранатовых пироксенитов, согласных с залеганием сланцеватости. Сланцеватость шпинелевых тектонитов в ряде мест пересекается милонитовыми перидотитами. Гранатовые пироксениты совместно с вмещающими их шпинелевыми тектонитами смяты в систему изоклинальных складок. Граница между шпинелевыми тектонитами северо-запада массива и гранулярными перидотитами центральной его части постепенная, ее простираие совпадает со сланцеватостью шпинелевых тектонитов. При этом простираие пироксенитов, их полосчатости и структур оливина в гранулярных перидотитах совпадает с простираием структурных элементов шпинелевых перидотитов. Вблизи зоны перехода гранатовые пироксениты сменяются шпинелевыми, фиксируя понижение давления здесь до 10–15 кбар и температуры до 768–878 °С. На юго-западе массива гранулярные перидотиты переходят в порфирокластические плагиоклазодержащие лерцолиты. В них же, в узкой зоне рассланцевания, располагаются удлиненные тела мощностью до 20 м, представленные милонитизированными коровыми мигматитами. Эти породы пересекаются миоценовыми роговообманковыми лейкократовыми дайками. Перидотиты массива Ронда подстилаются высокометаморфизованными гнейсами и мигматитами, брекчированными в процессе хрупких деформаций в контакте с перидотитами. Таким образом, здесь, как и в перидотитовых телах зоны Ивреа-

Вербано, внутри них и в их обрамлении присутствуют высокометаморфизованные кристаллические породы.

Рассмотрим далее сведения о составе и строении КУММ Войкаро-Сыньинского массива Полярного Урала (Петрология ..., 1977; Геохимия ..., 1983; А. А. Ефимов, 1984; Г. Н. Савельева, 1987; А. А. Ефимов, Т. А. Потапова, 1991, 1992; С. В. Руженцев, 1998). Весьма примечательна общая характеристика размещения ультрамафит-мафитовых комплексов Урала, приведенная Н. Г. Берлянд (1985), по мнению которой все эти комплексы сосредоточены в зонах с наиболее приподнятым залеганием меланократового (гранулит-базитового) основания земной коры. Выходы этих комплексов располагаются, по Н. Г. Берлянд, напротив раннедокембрийских блоков в краевой части Русской платформы: комплексы Полярного Урала против Большеземельского выступа, комплексы Южного Урала против Актюбинского блока. Ультрамафиты, мафиты Войкаро-Сыньинского массива располагаются в полосе шириной 20–50 и протяженностью около 200 км. Севернее этого массива на Полярном Урале располагаются массивы Рай-Из, Харче-Рузь и Сыум-Кеу. С запада шовная зона Главного Уральского разлома, вмещающая Войкаро-Сыньинский массив, ограничена фронтальными по отношению к шовной зоне средне-верхнепалеозойскими известковисто-терригенными отложениями, на которые надвинуты породы офиолитовой ассоциации. С востока офиолиты ограничены вулканогенно-осадочными толщами, аналогичными разрезам тылового по отношению к шовной зоне Тагильского синклинория Урала.

Таким образом, как и зона Ивреа, Войкаро-Сыньинский массив располагается в зоне геодинамически активного шва, разделявшего в палеозое относительно пассивный фронтальный прогиб западного склона Урала и активный тыловой прогиб – аналог Тагило-Магнитогорского синклинория. Отмечено, что «...тектонический срыв и выведение пород меланократового фундамента на более высокие уровни коры начались... до формирования островодужных поднятий и продолжались одновременно с их ростом. Движение покровов было направлено с востока на запад» (Г. Н. Савельева, 1987, с. 55). В строении Войкаро-Сыньинского массива выделяются три покрова, полого (5–6°) наклоненные к востоку: нижний габбро-амфиболитовый (гранатовые и цоизитовые амфиболиты) с блоками габброноритов (габброгранулитов, по А. П. Казаку), средний – ультрамафитовый с габбро и диабазами и верхний – амфиболитов, тоналитов. А. А. Ефимов отмечает, что «...западная габбро-амфиболитовая зона... на геологических картах разных лет трактовалась по-разному – то как единое габбровое тело, то как область развития древних (протерозойских) метаморфических образований, не имеющих прямого отношения к гипербазитам» (А. А. Ефимов, 1984, с. 53).

Сходным образом, как уже отмечалось, трактовалась и трактуется природа мафического комплекса зоны Ивреа-Вербано. В нижнем (габбро-амфиболитовом) покрове широко распространены двупироксеновые бластомилониты, наряду с габброноритами (габбро-гранулитами). Выделяется (Г. Н. Савельева, 1987) несколько этапов становления габброноритов:

– высокотемпературное пластичное течение массивных габброноритов с образованием полосчатых двупироксен-плагиоклазовых «бластомилонитов», часто с гранатом;

– дробление, переходящее в течение бластомилонитов на уровне амфиболитовой фации с преобразованием габбровых бластомилонитов в амфиболиты;

– зеленосланцевый диафторез амфиболитов.

Весьма характерно, что «...деформационные структуры двупироксен-плагиоклазовых бластомилонитов резко дискордантны структурам окружающих их амфиболитов» (Там же, с. 57). Неясным остается вопрос, действительно ли «двупироксеи-плагиоклазовые бластомилониты» являются «вторичными» породами, развитыми по «первичным» габброноритам. Весьма показательны в этом отношении работы А. А. Ефимова и Т. А. Потаповой (1991, 1992), в которых указано на присутствие в различных частях Войкаро-Сыньинского массива метаморфических пород гранулитовой фации. В базальной зоне гипербазитов и в полосчатом комплексе обнаружены полосы и линзы двупироксеновых гранатовых гранулитов (габбро-гранулитов), ранее определявшихся как магматические породы – габбро.

На примере мафических пород зоны Ивреа-Вербано и Войкаро-Сыньинского массива еще раз следует подчеркнуть неразработанность петрографической номенклатуры этих пород, которые, несмотря на полиметаморфический генезис, присутствие (преобладающее) в них бластических структур и гнейсовидных сланцеватых текстур, определяются как магматические породы – габбро, хотя и с дополнительными «приставками» – габбро-гранулит, габбро-гнейс, гнейсовидные габбро, метагаббро и т. д. Весьма наглядной иллюстрацией этого положения может служить выдержка из работы А. А. Ефимова: «Двупироксеновые габбро, по которым образуются гранатовые амфиболиты, являются типично метаморфическими образованиями... габбро... являются типично метаморфическими породами, по существу кристаллическими сланцами специфического состава, фемическими гнейсами» (А. А. Ефимов, 1984, с. 87, 162). Отмечено (Петрология ..., 1977) присутствие среди амфиболитов Хулгинского (нижнего) покрова Войкаро-Сыньинского массива «ксеногенных» тел «двупироксеновых сланцев – гранулитов, очково-полосчатых гранулитов», и среди них в южной части покрова – кальци-

фигов (?) с оливином, диопсидом, гроссуляром, апатитом и магнетитом. По мнению авторов (Петрология ..., 1977), подобного рода породы широко известны среди метабазитов гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма различных регионов: Урала, Прибайкалья, Кольского полуострова и рассматриваются в данном случае как карбонатные породы, метаморфизованные изофациально с вмещающими породами. Метаморфические породы входят (Петрология ..., 1977) в состав полосчатого комплекса, объединяющего двупироксеновые гранулиты и эклогитоподобные породы, габбро-гнейсы, метагаббро-амфиболиты. Сходного типа метагаббро широко распространены в составе маллыкского комплекса в массиве Сыум-Кеу Полярного Урала, который Н. П. Херасковым был отнесен к докембрийским образованиям. В маллыкском комплексе устанавливается «...длительная метаморфическая эволюция исходных гнейсо-габброноритов, выразившаяся в глубинном их диафторезе (регрессивной последовательности) в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций» (Там же, с. 14). Породы маллыкского комплекса (гнейсо-габброидного фундамента) представляют собой «уцелевшие блоки докембрийских пород мафического фундамента доуралид» (Там же, с. 25). Отмечено, что «базальтовый» (гранулит-базитовый) слой на Полярном Урале считается выходящим здесь на поверхность. Подобного рода геолого-геофизические данные еще раз подтверждают правомерность сопоставления полиметаморфизованных мафитов – мафических гранулитов Полярного Урала со сходными породами мафического и кинцигитового комплексов альпийской зоны Ивреа-Вербано. В качестве подтверждения древнего возраста габбро-гнейсов маллыкского комплекса, аналога полосчатого комплекса Войкаро-Сыньинского массива, приводятся и его докембрийские радиологические датировки (К-Аг-метод) – 1035–1350 млн лет. По мнению А. П. Казака и Н. Л. Добрецова (Петрология ..., 1977), не исключается докембрийский возраст полосчатого (дунит-лерцолит-пироксенит-метагабброноритового) комплекса офиолитов Полярного Урала, который может служить фундаментом для рифейских вулканогенных толщ Урала и Тимана.

КУММ Западных Альп и Полярного Урала присущи латеральная и вертикальная неоднородность их состава и строения, длительная история формирования и, в частности, полиметаморфизм с регрессивной его направленностью – от гранулитовой до зелено-сланцевой фации. По данным С. В. Руженцева (1998), габбро-гипербазитовая пластина Войкаро-Сыньинского массива сформировалась в результате многократного дробления, происходившего на разных глубинных уровнях в условиях «регрессивного хода» метаморфических преобразований, обусловленных «...выдвижением масс меланократового фундамента на все более высокие структурные

уровни» (С. В. Руженцев, 1998, с. 20). Им же отмечено, что первые глубинные надвиги могли существовать в силуре, в полной мере проявиться в девоне, а сама структура «офиолитового аллохтона» оформилась в позднем палеозое.

В качестве еще одного примера наиболее «молодых» офиолитовых ассоциаций рассмотрим офиолиты Папуа – Новой Гвинеи (Н. L. Davis, J. E. Smith, 1971; Н. L. Davis, R. G. Warren, 1988; J. Milsom, 1973; Р. Колман, 1979). Офиолиты Папуа (Р. Колман, 1979) слагают полосу северо-восточного простирания шириной около 40 и протяженностью около 400 км. По надвику Оуэн-Стенли офиолиты контактируют с метаморфическим комплексом хр. Оуэн. В составе метаморфического комплекса хр. Оуэн, наряду с кристаллическими сланцами амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фации и зелеными сланцами (по-видимому, диафторитами), присутствуют в зоне разлома Тимено, восточнее разлома Оуэн-Стенли, тектонические чешуи пород гранулитовой и амфиболитовой фаций. Диафторированные эклогиты и гранулиты отмечены в купольных структурах, на которые полого надвинуты ультрамафиты на островах архипелага Д'Аитркасто, а также на юго-востоке Папуа (Н. L. Davis, J. E. Smith, 1971, 1988). По мнению Г. Девиса и Дж. Смита (1971), метаморфические образования хр. Оуэн-Стенли сходны с породами, залегающими в основании офиолитовых пластин Ньюфаундленда и Омана. Время выведения ультрамафит-мафитовых ассоциаций Папуа на верхние уровни коры – верхний эоцен или олигоцен, так как надвинутая офиолитовая пластина трансгрессивно перекрыта миоценовыми морскими известняками и субмаринными туфогенными толщами. В строении офиолитовой пластины, полого погружающейся к северо-востоку, участвуют тектонизированные перидотиты, габбро и базальты. Характерно отсутствие комплекса параллельных даек. Среди пород офиолитовой ассоциации присутствуют интрузии посленадвиговых тоналитов и гранитов. Геофизические исследования Дж. Милсома (J. Milsom, 1973) в Папуа – Новой Гвинее показывают здесь, как в Западных Альпах и на Полярном Урале, присутствие линейных гравитационных аномалий (до +150 мГал), позволяя составить для них плотностные модели, почти буквально воспроизводящие модели «воздымающихся» глубинных мантийно-коровых пластин КУММ Западных Альп и Полярного Урала. Характерно, что Дж. Милсом в статье по геофизике офиолитов Папуа – Новой Гвинеи приводит для сравнения плотностную модель зоны Ивреа-Вербано. Возникновение мантийных, корово-мантийных «клиньев» подобного рода он связывает с надвиганием пластин океанической коры и подстилающей ее мантии на континентальную окраину, что согласуется, по его мнению, с наблюдаемыми гравитационными полями.

Довольно обстоятельная петрографическая характеристика «континентальных» метаморфических комплексов, на которые надвинуты ультрамафиты Папуа – Новой Гвинеи, приведена в статье Г. Дэвиса и Р. Уоррена (H. L. Davis, R. G. Warren, 1988) «Образование эклогитсодержащих купольных, расслоенных метаморфических комплексов («ядерные» комплексы) островов Д'Аитркасто». Характерно чередование в метаморфических комплексах лейко- и меланократовых гнейсов и амфиболитов, вмещающих прослойки и линзы диафторированных эклогитов и гранулитов. Гнейсы мигматизированы, вмещают «фельзические» жилы нескольких генераций. Отмечается, особенно вблизи тектонического контакта с ультрамафитами, тесная перемежаемость диафторированных гнейсов и серпентинизированных ультрамафитов. Степень диафторированности гнейсо-гранулитового комплекса варьирует от преобладающего развития пород фации зеленых сланцев до глубокометаморфизованных пород, так же как и по простиранию метаморфического комплекса хр. Оуэн Новой Гвинеи. Рассматривая модель становления купольных структур архипелага Д'Аитркасто (острова Гуденаф, Фергюсон, Нормансби), Г. Дэвис и Р. Уоррен (H. L. Davis, R. G. Warren, 1988) подчеркивают их размещение во фронтальной части периокеанического бассейна Тробрайенд и связь с проседанием блоков основания (basement) этого бассейна, где накапливались многокилометровые (6–7 км) толщи миоцен-плиоценовых отложений. Так или иначе, но не вызывает сомнения факт надвигания офиолитовой пластины на образования континентальной коры, несмотря на то что процесс формирования офиолитов сопровождался полиметаморфическими, синдеформационными преобразованиями пород континентальной коры при заметном увеличении роли регрессивных, диафторических изменений как в метаморфических континентальных породах, так и в КУММ.

Офиолиты комплексов Порошири и Хороман Японии (Хоккайдо) располагаются в шовной зоне, фронтальная часть которой представлена комплексом Камуикотан – аналогом пеннинского комплекса Альп, францисканского комплекса Калифорнии и комплекса Оуэн-Стенли Папуа – Новой Гвинеи. В тыловой части этой шовной зоны располагаются осадочные бассейны Хидака и Токоро. Перидотиты Хороман образуют массив (18 × 10 × 3 км), ограниченный разломами и расположенный в южной части метаморфического пояса Хидака. Массив сложен плагиоклазовыми лерцолитами и гарцбургитами с подчиненным количеством дунитов, мафических гранулитов и пироксенитов (Re-Os-isotopic ..., 1999). Рений-осмиевым методом изучены 18 образцов перидотитов и два образца мафических гранулитов. Модельный возраст перидотитов древнее или равен 1.8 млрд лет, будучи более древним, чем возраст, установленный самарий-неодимовым методом – 0.9 и 1.3 млрд лет. Представляется, что

возраст 1.8 млрд лет – время формирования мафических гранулитов комплекса Хидака (Re-Os-isotopic 1999). По мнению Е. Таказавы и др. (Takazava et al., 1999), подобно другим массивам «орогенических лерцолитов», массив Хороман содержит прослои мафитов-пироксенитов и «...оливиновых габбро (мафических гранулитов)» и в целом представляет собой вещество мантии (ультрамафиты) и нижней коры (мафиты). Возраст мафитов, определенный самарий-неодимовым методом (изохрона), составляет 800 млн лет. Наиболее поздние преобразования мафитов (флоголитовый метасоматоз, сопровождающий становление перидотитов в земной коре), составляет 23 млн лет.

Сопоставление КУММ рассмотренных офиолитовых ассоциаций позволяет выделить ряд устойчивых вневременных и внерегиональных особенностей их состава и строения, которые могут быть использованы для построения модели их становления в земной коре:

1. КУММ офиолитовых ассоциаций размещены в линейных и протяженных по латерали и вертикали шовных зонах складчато-надвиговых дислокаций, локализующихся в участках динамического соприкосновения относительно пассивных – фронтальных по отношению к шовным зонам и активных – тыловых структур. Пассивными являются структуры с относительно неглубоко залегающим кристаллическим основанием, покрытым чехлом существенно карбонатных отложений; активными – сопредельные с пассивными структурами осадочные бассейны, заполненные многокилометровыми толщами терригенных, терригенно-карбонатных, вулканогенно-терригенно-карбонатных отложений; поверхности надвигов наклонены от пассивных к активным структурам.

2. Становление КУММ формируется в процессе их неоднократного вовлечения в тектонические деформации: пластические ранние, сменяющиеся последующими поздними хрупкими деформациями.

3. Синдеформационное полиметаморфическое преобразование КУММ происходит в условиях вначале гранулитовой, а затем амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой, зеленосланцевой фаций метаморфизма.

4. Радиологические датировки КУММ варьируют от наиболее древних, раннедокембрийских (реликтовых) до наиболее молодых, фанерозойских, отвечающих времени становления КУММ в близповерхностных участках земной коры.

В связи с этим возникают вполне оправданные вопросы.

Как высокоплотные (верхняя мантия – нижняя кора) образования (мантийный клин Ивреа и очень похожие на плотностных моделях Войкаро-Сыньинский массив,

офиолиты Папуа, Калифорнии, Японии) перемещены из глубин литосферы на ее верхние уровни?

В силу каких причин совмещены, «перемешаны» в офиолитах мантийные и коровые, преимущественно нижнекоровые, образования?

Рассматривая один из возможных механизмов подобного перемещения, следует прежде всего обратить внимание на существование обоснованных геофизическими данными пологих и пологонаклонных границ раздела в консолидированной коре континентов (зоны «рефлективити»), интерпретируемых [Леонов, 1993] как следствие течения вещества на уровне нижней коры при формировании некоторых типов отрицательных тектонических структур-впадин, осадочных бассейнов и др. Собственно зоны полого-наклонных отражений в коре, по Ю. Г. Леонову «...правомерно рассматривать... как тектонические нарушения в области пластического течения вещества, т. е. как вязкие разрывы, выраженные, например, горизонтами высокотемпературных милонитов». Не исключаются и другие причины возникновения зон сейсмической «расслоенности» коры, в том числе процессы магматизма, метаморфизма и флюидизации. Ю. Г. Леонов [1993] рассматривает зону Ивреа-Вербано как серию пластин вещества верхней мантии и коры, выведенных на поверхность в зоне сутуры в альпийское время и сформированных в процессе растяжения литосферы (транстензия, рифтинг, заложение пассивной окраины) в позднем палеозое и раннем мезозое. Тектоническая зона Погалло, разделяющая нижнекоровый комплекс (мафический, кинцигитовый) гранат-пироксеновых гранулитов с линзовидными телами ультрамафитов, и менее глубинные породы зоны Строна-Джинери интерпретируется Ю. Г. Леоновым как «срыв» на среднекоровом уровне; нижнекоровые гранулиты отделяются тектоническим швом, срывом от ультрамафитов «предполагаемой верхней мантии». Весьма примечательна отмеченная Ю. Г. Леоновым протяженность этих тектонических зон, составляющая многие километры и сопоставимая с протяженностью отражений в глубокой коре и мантии. Течение вещества в глубинных сечениях коры, возникновение крупномасштабной тектонической, структурной расслоенности на уровнях нижней-средней коры в зоне Ивреа-Вербано происходило в соответствии с палеореконструкциями М. Хенди и А. Цинга (M. R. Handy, A. Zingg, 1991) в процессе утонения коры в позднем палеозое и раннем мезозое. При этом, по результатам радиологических исследований, последовательное «омоложение» тектонических движений в зоне Ивреа происходит с юго-востока (зона Строна-Джинери) к северо-западу (Инсубрийская линия, ультрамафит-мафитовый комплекс), т. е. от условной «кровли» к «подошве» пластины Ивреа. Выдвижение меланократового фундамента (Войкаро-Сыньинский массив), по С. В. Руженцеву (1998), на

все более высокие структурные уровни происходит вначале в силуре, усиливается в девоне и завершается в позднем палеозое.

Ю. Г. Леоновым [1993] подчеркнуты две весьма важные особенности перемещения вещества в глубинных сечениях коры: 1) подъем «тяжелых», плотных ультрамафит-мафитовых пород (пластина, клин Ивреа) – «против силы тяжести», их перемещение в верхние уровни коры; 2) «перераспределение вещества – отток его из зон повышенной компрессии и нагнетание в зоны геодинамических убежищ» [Леонов, 1993, с. 20]. Таким образом, направленное перемещение вещества глубинных уровней литосферы на верхние уровни коры является достаточно обоснованным фактом. Остается неясным вопрос, каким образом взаимно проникают друг в друга ультрамафические мантийные и мафические (мафическо-гранулитовые) нижнекоровые породы. Неясны причины регрессивно направленных полиметаморфических (метаморфо-метасоматических) преобразований этих пород, а также ареальных проявлений в мафит-гнейсовых комплексах процессов метасоматоза – гранитизации (плагиогранитизации), формирования тоналит-гранодиоритовых синметаморфических интрузий.

Базовыми для рассматриваемых модельных построений, как уже отмечалось, являются КУММ зоны Ивреа, Войкаро-Сыньинского массива Полярного Урала, Калифорнии, Японии и Папуа – Новой Гвинеи. В этих модельных построениях учитывается тот факт, что консолидированная кора континентов обладает латеральной и вертикальной неоднородностью, геоблоковой делимостью [Красный, 1984; Красный, Блюман, 1998], подчеркиваемой, прежде всего, непостоянством количественных соотношений в ней верхней гранитно-метаморфической и нижней гранулит-базитовой частей. Редукция верхней коры в подвижных областях фанерозоя присуща структурам, традиционно определяемым как устойчивые массивы, в пределах которых (Пеннинская зона Альп и др.) отмечается воздымание поверхности нижней коры, при том, что в целом мощность коры при относительном ее уменьшении остается типично континентальной (35–40 км) (Н. А. Беляевский, 1971; Н. Г. Берлянд, 1993, Б. А. Блюман, 1998).

При этом КУММ офиолитовых ассоциаций располагаются в шовных зонах сочленения относительно пассивных структур и тыловых (по отношению к шовным зонам) активных осадочных бассейнов, формирование которых сопровождается накоплением многокилометровых (до 10 км и более) толщ терригенных, вулканогенно-карбонатно-терригенных отложений (Тагило-Магнитогорский синклиниорий, прогибы Южноальпийской зоны; Хидака и Токоро, Япония; Тробрайенд, Новая Гвинея). Линейные зоны развития ультрамафит-мафитовых ассоциаций почти симметрично обрамля-

ют с севера и юго-востока Западно-Саянскую зону Алтае-Саянской области, и офиолиты мезозойского францисканского комплекса располагаются в западном обрамлении осадочного бассейна Грейт-Вэлли (I. W. Moxon, S. A. Graha, 1987).

На характеристике детально изученного осадочного бассейна Грейт-Вэлли следует в силу ряда причин остановиться несколько подробнее. Бассейн Грейт-Вэлли расположен между вулканоплутонической дугой Сьерра-Невада и францисканским комплексом, который включает граувакки, сланцы, основные вулканы, известняки и фрагменты офиолитов Берегового хребта. Породы комплекса фаунистически датированы позднеюрским возрастом. Наиболее молодые отложения, входящие в состав этого комплекса, в Прибрежном поясе датированы миоценом. Офиолиты Берегового хребта расположены непосредственно в области сочленения францисканского комплекса и бассейна Грейт-Вэлли, сформированы в течение средней-поздней юры и содержат (N. J. Godfrey et al., 1997) снизу вверх: серпентинизированные гарцбургиты, чередование дунитов и полосчатых габбро, массивные габбро, комплекс даек и силлов, вулканический комплекс подушечных и массивных субмаринных базальтов. Породы офиолитовой ассоциации интенсивно рассланцованы: только в трех местах совмещены все три комплекса офиолитовой ассоциации – кристаллические ультрамафиты, мафиты и вулканы; в большинстве мест офиолитовая ассоциация выражена неполно. В модели Н. Годфри и др. (N. J. Godfrey, B. C. Beadoin, S. L. Klemperer, 1997), построенной с учетом «профильных» сейсмических и гравиметрических исследований, показано, что «смесь» вещества верхней мантии и консолидированной коры перемещается (обдущивает) в западной, наиболее погруженной части бассейна Грейт-Вэлли в породы мезозойского (юрского) францисканского комплекса. В соответствии с этой моделью, в основание консолидированной коры механически внедряется (обдущивает) мантия основания бассейна Грейт-Вэлли. Исходя из приведенных данных, коромантийная (офиолитовая) «смесь» направленно перемещается из глубинных в близповерхностные части коры. Осадочное заполнение бассейна Грейт-Вэлли характеризуется заметными различиями его мощности на западе и востоке и последовательной со временем сменой глубоководных отложений мелководными и неморскими. Отмечается, что со временем (I. W. Moxon, S. A. Graham, 1987) происходит смещение береговой линии бассейна в восточном направлении и одновременное растяжение консолидированной коры основания бассейна в процессе его проседания, наиболее активного на западе. Смещение береговой линии бассейна к востоку позволяет предполагать активное растяжение консолидированной коры в западной части в пределах францисканского комплекса, на стадии его формирования. Отмечено (I. W. Moxon, S. A. Graha, 1987), что границы ареала

островодужного магматизма со временем смещаются во встречном (западном) направлении.

В специальном выпуске журнала *Tectonophysics* (Sedimentary ..., 1976), посвященном осадочным бассейнам, особо рассмотрены «движущие силы», вызывающие их формирование. Таковыми считаются:

- гравитационная нагрузка осадков или воды;
- воздействие возрастающей температуры литосферы с последующим ее остыванием;
- реакция континентальной коры на преобладающе направленные растягивающие движения.

Гравитационная модель проседания отчасти связывается также с фазовым переходом габбро в эклогит и его погружением в мантию. В термальной модели погружение соотносится с остыванием астенолита, приблизившегося к основанию коры, и его последующим погружением. Погружение в «термальных» моделях также связывается с «утяжелением» основания коры в результате фазового перехода габбро в эклогит. В разделе, посвященном обзору возможных причин формирования осадочных бассейнов, в журнале *Tectonophysics* отмечено, что отсутствует универсальная модель (причина) формирования таких разнотипных бассейнов, как бассейны внутриконтинентальные, окраинно-континентальные (пассивных и активных окраин), грабены, рифты и пр. Общим условием для формирования осадочных бассейнов является необходимость учета реакции консолидированной коры на погружение (проседание) осадочного бассейна.

Рассматривая возможные причины места (но не времени) заложения осадочного бассейна, прежде всего, следует обратить внимание на то, что относительно ослабленной и благоприятной для этого является зона сочленения участков с одноуровневой (нижней) и двухуровневой (нижней и верхней) корой (рис. 1).

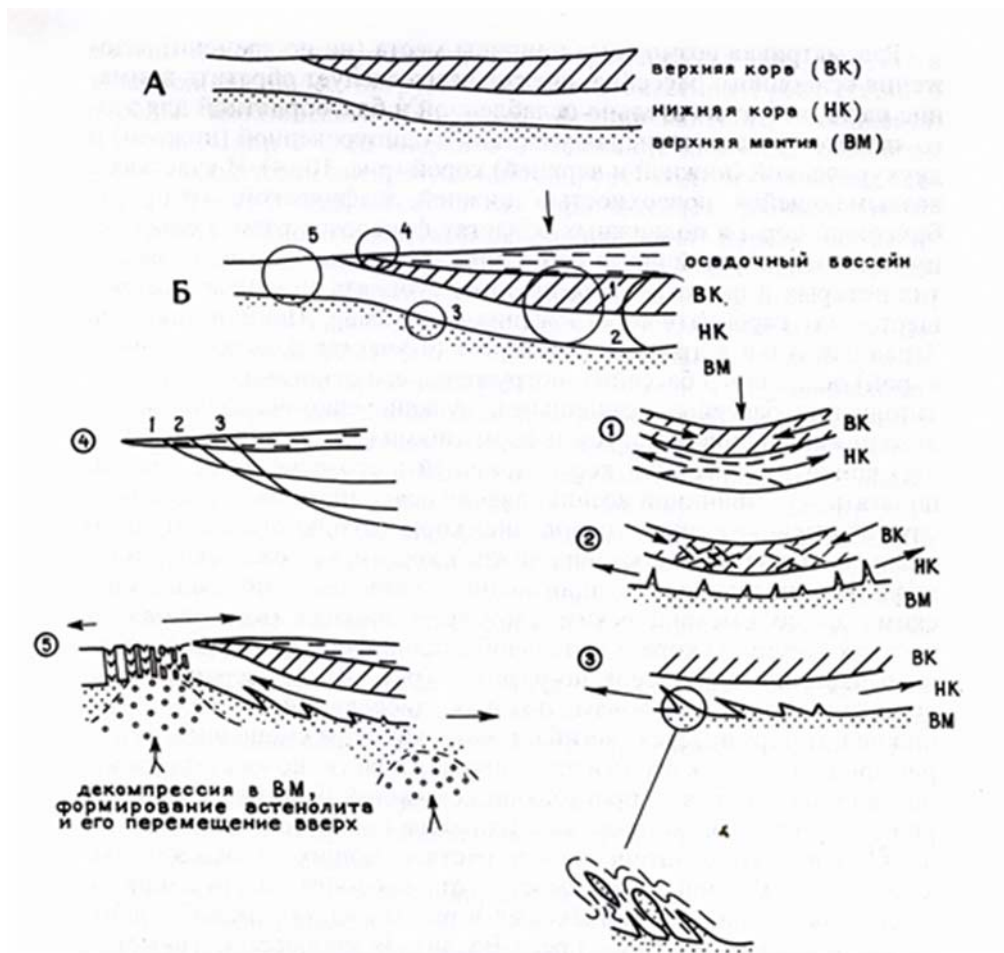


Рис. 1. Взаимодействие кора – мантия и становление ультрамафит-мафитовой ассоциации в процессе формирования осадочного бассейна на стадии нисходящих движений [Блюман, 2000]

1 – напряжения в системе нижняя (пластичная) – верхняя (хрупкая) кора; 2 – расколы и разрывы в системе нижняя-верхняя кора и проникновение мантийного вещества в области растяжения пластичной нижней коры (смещение (interfinger) материала (эклогит-гранулит-мафической) и недеплетированной (лерцолитовой) верхней мантии); 3 – характер взаимодействия нижняя кора – мантия; 4 – последовательное (1, 2, 3) растяжение коры в процессе формирования осадочного бассейна; 5 – взаимодействие кора – мантия в окраинной части осадочного бассейна

В участках с воздымающейся поверхностью нижней, мафической, гранулит-базитовой коры в подвижных областях фанерозоя размещены преимущественно устойчивые структуры, в начальные стадии развития которых в их чехле формируются суб-платформенные преимущественно карбонатные отложения (например, Пеннинская зона Западных Альп в триасе). Заложение (в участке с двухуровневой корой) осадочного бассейна, погружение его основания в процессе заполнения бассейна осадочными, вулканогенно-осадочными отложениями сопровождаются деформациями (растяжением – stretching) консолидированной коры, лежащей в его основании. Можно полагать, что причиной возникновения осадочного бассейна может служить приближение к основанию коры глубинного мантийного диапира – прогрев, растяжение нижней коры и, как следствие, дифференцированное ее прогибание. Различные по «пластиче-

ским» физико-механическим свойствам нижняя (пластичная) и верхняя (хрупкая) кора в начальной стадии формирования осадочного бассейна могут вести себя по-разному (рис. 1, Б, 2): верхняя кора, «проскальзывая» по зонам пологих дислокаций относительно нижней, деформируется (сгибается) с хрупким смещением от периферии бассейна к его центру, а нижняя пластично «вытекает» из-под наиболее активно прогибающихся частей бассейна к периферии этих участков, «утоняясь» в наиболее прогнутой части бассейна. Одновременно интенсивность растягивающих напряжений находится в прямой зависимости от скорости погружения и осадконакопления, не одинаковых в разных частях палеобассейна (запад и восток бассейна Грейт-Вэлли). В процессе погружения основания палеобассейна и растяжения нижней коры в нее по субвертикальным разрывам (расколам) может проникать пластичное вещество верхней мантии (рис. 1, Б, 2). Именно этим вероятным способом может происходить смешение вещества верхней мантии (ультрамафитов, метаморфических перидотитов) с гранулит-базитовым веществом нижней коры – формирование КУММ, где сочетаются мантийные ультрамафиты и нижнекоровые мафиты (гранулиты). В дальнейшем по мере усиления растяжения нижней коры «клинья» ультрамафитов верхней мантии, проникшие в мафиты нижней коры в процессе ее растяжения, отрываются от основания мантийных клиньев, перемещаясь в верхние уровни коры совместно с веществом нижней мафической гранулит-базитовой коры (рис. 1, Б, 2). Вещество верхней коры на стадии растяжения пронизывает система наклонных (пологонаклонных) зон хрупких дислокаций, фиксируемых геофизическими методами в виде поверхностей пологонаклонных сейсмических отражений [Леонов, 1993]. Подобного рода системы дислокаций в известном смысле объемно ослабляют хрупкую верхнюю кору, обуславливая в дальнейшем ее способность к деформации и перемещению совместно с нижней корой.

Ослабевающая со временем скорость погружения в осадочном бассейне сопровождается, как и в бассейне Грейт-Вэлли, сменой глубоководных отложений относительно мелководными и далее не морскими, фиксирует начало восходящих инверсионных движений. Причиной таких движений может являться становление, кристаллизация приблизившегося («присловившегося») к основанию коры мантийного астенолита (рис. 1, А). Становление, кристаллизация астенолита сопровождается отделением от него восстановленных форм мантийных флюидов, их перемещением в верхние уровни коры, формированием в процессе расплавно-флюидного взаимодействия ареалов гранитизации, регионального метаморфизма (Б. А. Блюман, 1985, 1998). Приращение объема в ареале гранитизации, его разуплотнение по отношению к окружающим неграни-

тизированным породам обуславливают глубинную адвекцию (В. В. Белоусов, 1989) и процессы складкообразования в толщах осадочного бассейна (рис. 1, Б). При этом сопряженные ареал гранитизации и «фронт» регионального метаморфизма последовательно перемещаются на все более верхние уровни коры вслед за фронтом складкообразования. Эти процессы, скорее всего, парагенетически взаимосвязаны, но относительно разорваны во времени и завершаются сининверсионным гранитоидным магматизмом. Необходимо отметить, что перемещающиеся из глубинных в приповерхностные части коры КУММ также вовлечены в процессы регионального метаморфизма (полиметаморфизма, плагиомигматизации, плагиофельдшпатизации).

Подобным образом оказываются выведенными на верхние уровни коры сложно-построенные КУММ Ивреа-Вербано, где пространственно совмещены мантийные ультрамафиты (Бальмуччия), «смесь» мантийных ультрамафитов и нижнекоровых мафитов (гранулитов), кислых нижнекоровых гранулитов (кинцигитов) и верхнекоровых полиметаморфизованных пород. Только в зоне Ивреа-Вербано совмещены все эти комплексы – мантии, нижней и верхней коры. В других местах Альп (массивы Финеро, Ланцо) присутствуют преимущественно ультрамафиты или ультрамафиты и нижнекоровые мафиты. Также совмещены на Хоккайдо мантийные ультрамафиты, нижнекоровые мафиты (гранулиты), нижнекоровые гранулиты кислого состава и зонально метаморфизованные верхнекоровые образования комплекса Хидака – аналоги альпийского комплекса Сессия-Ланцо. В этих комплексах проявлены процессы синкинематической мигматизации, фельдшпатизации, синхронные формированию сининверсионных мигматитов, гранодиоритов, подобных тем, что формируются в верхней части комплекса зоны Ивреа-Вербано (Строна-Джинери) и собского комплекса верхней части (верхней Лемвинской пластины) Войкаро-Сыньинского массива. Радиологические датировки (220–270 и 400 млн лет) в первом и втором случаях фиксируют наиболее масштабные метаморфо-метасоматические преобразования кристаллических комплексов офиолитовых ассоциаций этих регионов, отвечающих времени тектонических движений инверсионной стадии. Именно в это время и в зоне Ивреа-Вербано, и в Войкаро-Сыньинском массиве активизируются процессы надвигообразования, выдвигания, выдавливания глубинных мантийно-коровых образований в верхние уровни коры. Не без оснований можно полагать, что с этим же временем сопряжены и метаморфо-метасоматические преобразования КУММ комплекса обоих регионов. Эти совокупные процессы дополнительно повышают пластичность и геодинамическую подвижность мантийно-коровой «смеси» (рис. 2).

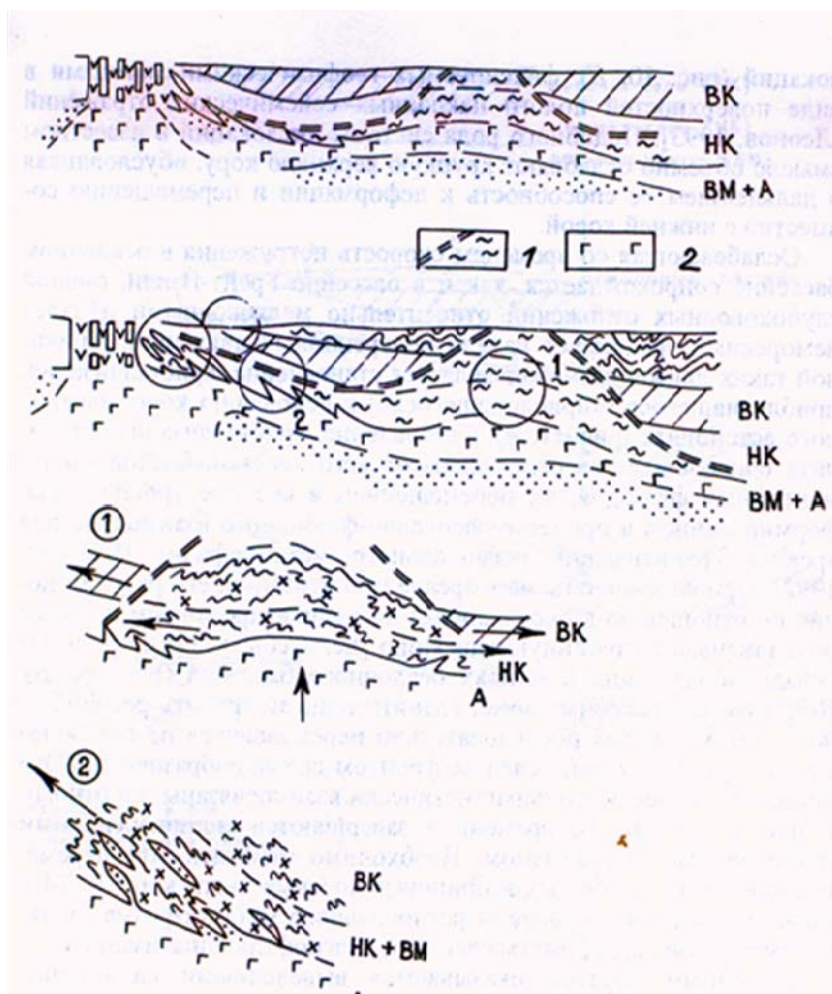


Рис. 2. Взаимодействие кора – мантия и становление ультрамафит-мафитовой ассоциации в процессе развития осадочного бассейна [Блюман, 2000]

Динамика развития отдельных фрагментов системы – осадочный бассейн – нижняя-верхняя кора (НК, ВК) – верхняя мантия (ВМ) с присоединенным к ее основанию астенолитом (А). 1 – ареал гранитизации и регионального метаморфизма, 2 – присоединенный астенолит. Цифры в кружках: 1 – становление (кристаллизация астенолита, приращение объема, смена знака движений, формирование в коре ареала гранитизации и регионального метаморфизма, глубинная адвекция разуплотненных в процессе гранитизации участков коры, полиметаморфизм ультрамафит-мафитовой (мантийно-нижнекоровой) «смеси»; 2 – «мегабуживание» – отрыв ультрамафитовых линз от их основания, протрузия в платичной массе полиметаморфического мафитового субстрата

Движущими силами перемещения КУММ из глубинных в приповерхностные части коры на стадии инверсии могут являться:

– экзотермическое приращение тепла за счет кристаллизации астенолита, возрастающая в связи с этим пластичность низов коры, аркообразное ее выгибание одновременно с утонением, растяжением нижней коры;

– смещение внутрикоровых границ от центра инверсирующего бассейна к его периферии (эффект динамической арки, дуги).

В конечном случае подобным образом может формироваться ассоциация мантийно-коровых, полиметаморфизованных и полидеформационных пород – мантийно-

верхне- и нижнекоровая пластина, перемещенная из глубинных в приповерхностные части земной коры. Длительная история формирования, становления – перемещения, деформаций и метаморфизма (полиметаморфизма) зафиксирована и в полихронности КУММ. Следует подчеркнуть, что в КУММ Западных Альп установлены латеральные различия в их составе и строении, изменение в них количественных соотношений ультрамафитов, мафитов и гнейсово-сланцевых толщ. По мере движения с востока на юго-запад – от зоны Ивреа-Вербано по направлению к массиву Ланцо – в составе КУММ вначале исчезает верхний гнейсово-сланцевый (верхнекоровый) комплекс, затем мафический (мафическо-гранулитовый) нижнекоровый комплекс и, наконец, в крайней юго-западной части Западных Альп располагается минимальный по размерам существенно ультрамафитовый массив Ланцо. Такие же изменения в составе и строении КУММ отмечаются и по простиранию Войкаро-Сыньинского массива, где в различных пластинах (Хулгинской, Пайерской, Лемвинской) по простиранию меняются соотношения слагающих их пород (Петрология ..., 1977). Можно полагать, что по мере продолжающейся транспортировки, перемещения в более верхние горизонты коры с ультрамафит-мафит-гнейсовых ассоциаций «сдираются» вначале менее пластичные гнейсово-сланцевые, затем мафическо-гранулитовые комплексы и наиболее протрузивно подвижными – наиболее продвинутыми в верхние уровни коры – являются ультрамафиты, а предельно подвижными и наиболее удаленными – дунит-гарцбургитовые и серпентинитовые тела. При моделировании КУММ офиолитовых ассоциаций следует подчеркнуть особую роль в этом нижней коры. Так, в работе, посвященной термомеханическим аспектам моделирования осадочных бассейнов, Е. Буров и С. Клётинг (Е. В. Burov, S. D. Cloetingh, 1997) подчеркивают, что присутствие низковязкостной нижней коры с коротким временем релаксации может представлять важный, зависящий от времени, вклад в механическую реакцию литосферы.

Предлагаемая автором модель становления КУММ офиолитовых ассоциаций удовлетворяет одному из наиболее значимых модельных признаков – признаку регрессивной направленности изменений КУММ в процессе их транспортировки (активной, направленной против силы тяжести) из нижних в верхние уровни коры континентов. Эта же регрессивная направленность фиксируется и «длинными» радиологическими датировками, сочетанием реликтовых раннедокембрийских (1.9–2.4 млрд лет), палеозой-мезозойских и кайнозойских датировок, фиксирующих прерывистый ряд событий перемещения и становления этих ассоциаций в земной коре.

Итак, рассмотрение состава, строения и возможных условий становления КУММ офиолитовых ассоциаций континентов позволяет следующим образом сформулировать их базовые характеристики:

1. Радиологическое датирование (Sm-Nd-, Re-Os-методы) КУММ офиолитовых ассоциаций показывает, что изначально (до полиметаморфических преобразований) они имели древний (2.4–1.9 млрд лет) возраст. При этом раннедокембрийские мантийные ультрамафиты и ассоциированные с ними нижнекоровые мафиты по реликтовым датировкам близко одновременны, хронологически когерентны.

2. Изотопия КУММ и их радиологическое датирование демонстрируют, что, наряду с хронологической когерентностью, устанавливается и изотопная когерентность ультрамафитов и мафитов. В свою очередь на диаграмме Sr-Nd изотопные характеристики КУММ совпадают с изотопными характеристиками кристаллических пород нижней коры, свидетельствуя о взаимосвязи развития верхней мантии и коры.

3. Геолого-петрографические (структурно-петрологические) и радиологические исследования КУММ ряда офиолитовых ассоциаций указывают на их полидеформационное, полиметаморфическое и полихронное развитие.

4. Направленность преобразований КУММ имеет регрессивный характер: деформации изменяются от глубинных пластичных к приповерхностным – хрупким; метаморфизм – от гранулитовой к зеленосланцевой фациям; радиологические датировки – от древних к молодым. Регрессивная направленность изменений этих изначально древних и глубинных (мантийно-нижнекоровых) пород происходит в процессе направленного регрессивного преобразования мантийно-корового клина, воздымающегося из глубинных частей коры на ее верхние уровни.

5. Представляется возможным связать перемещение мантийно-нижнекоровых КУММ из глубинных в приповерхностные части коры с формированием осадочных бассейнов. Прогибание их литосферного основания приводит на доинверсионной стадии к растяжению пластичной нижней коры, взаимопроникновению, смешению вещества мантии и нижней коры и перемещению мантийно-нижнекоровой «смеси» в процессе развития осадочного бассейна. Процесс последовательно усиливающегося выдвигания КУММ в близповерхностные части коры одновременно с метаморфотетасоматическими преобразованиями продолжается и на стадии инверсии осадочного бассейна.

6. КУММ офиолитовых ассоциаций представляют собой совмещенные в линейных тектонических шовных зонах породы верхней мантии и нижней коры. В процессе перемещения из глубинных в приповерхностные части коры изначально

когерентные (изотопно и хронологически) раннедокембрийские породы верхней мантии и нижней коры подвергаются последовательным регрессивным тектоническим и метаморфо-метасоматическим преобразованиям.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1989. 382 с.
- Блюман Б. А. Кристаллические ультрамафиты и мафиты офиолитовых ассоциаций: происхождение и модель становления. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 59 с.
- Доунс Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
- Колман Р. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 257 с.
- Красный Л. И. Глобальная система геоблоков. Л.: Недра, 1984. 224 с.
- Красный Л. И. Блюман Б. А. Геоблоковая делимость и неоднородности литосферы Земли // Отечественная геология. 1998. № 1. С. 17–25.
- Леонов Ю. Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмических отражающих горизонтов в земной коре континентов // Геотектоника. 1993. № 5. С. 4–16.
- Магматические горные породы. М.: Наука. Т. 3: Основные породы. 1985. 488 с; Т. 5: Ультраосновные породы. 1988. 508 с.
- Офиолиты в земной коре: Тезисы докладов Междунар. симп. М., 1973. 210 с.
- Резанов И. А. История взаимодействия наук о Земле. М.: Наука, 1998. 223 с.
- Степанов В. С. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты Северной Карелии. Л.: Наука, 1989. 177 с.
- Федорченко А. И., Родионова Р. И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1975. 141 с.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Хаин В. Е., Рябухин А. Г. История и методология геологических наук. М.: Наука, 1997. 224 с.
- Boudier F., Jackson M., Nicolas A. Structural study of the Balmuccia massif (Western Alps): A transition from mantle to lower crust // *Geologie en Mijnbouw*. 1984. Vol. 636 no. 2. Pp. 179–189.
- Giese P. Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone // *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen (SMPM)*. 1968. Bd. 48, Hf. 1. S. 261–281.
- Handler M., Bennet V. C., East T. M. The behavior of Re-Os during melt extraction and metasomatism in the mantle: tightening age constraints on lithospheric mantle evolution // *Seventh Annual V. M. Goldschmidt Conference*. Tucson, Arizona. 1991.

O'Reilly S., Griffin W. Petrologis and geophysical characteristics of the lithosphere and lithosphere-asthenosphere boundary through time // *Ofioliti*. 1999. Vol. 24, no. 1b. Pp. 146–147.

Pearson D., Carlson K., Shirey S., Boyd F., Nixon P. Stabilization of Archean lithospheric mantle: a Re-Os-isotope study of peridotitic xenolites from Kaapvaal craton // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. Vol. 134. Pp. 341–357.

Pearson D. G. The age continental roots // *Lithos*. 1999. Vol. 48. Pp. 171–194.

Quick J. E., Sinigioni S., Mayer A. Emplacement of mantle peridotite in the lower continental crust Ivrea-Verbanò zone, northwest Italy // *Geology*. 1995. Vol. 23. Pp. 739–742.

Quick J. E., Sinigioni L., Negrini L., Demarchi G., Mayer A. Sinmagmatic deformation in the underplated igneous complexes of the Ivrea-Nerbano zone // *Geology*. 1992. Vol. 20. Pp. 613–616.

Reisberg L., Lorand J.-P. Longevity of sub-continental mantle lithosphere from osmium isotope systematics in orogenic peridotite massifs // *Nature*. 1995. Vol. 376. Pp. 159–162.

Schmid R. Excursion guide for the Valle d'Ossola. Section of the Ivrea-Verbanò zone // *Schweizerische Mineralogische und Petrographische 21 Mitteilungen (SMPM)*. 1968. Bd. 48. Hf. 1. Pp. 305–314.

Zingg A., Handy M. R., Hunzicker J. C., Schmid S. M. Tectono metamorphic history of the Ivrea Zone and its relationship to the crustal evolution of the southern Alps // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 182. Pp. 169–192.

Концепция плюмов: состояние и альтернативы

После опубликования работы У. Моргана «Конвективные плюмы в нижней мантии» [Morgan, 1971] прошло уже более семи десятилетий. Концепция плюмов сегодня, судя по количеству публикаций в отечественных и зарубежных журналах, занимает одно из ведущих мест в тектонике, геодинамике и минерагении, во многом играя роль некоего «магического» кристалла, сквозь который кажутся системно упорядочены многие проблемы современной геодинамики. «Второе дыхание» концепции плюмов, нашедшее отражение и в отечественной геологии, было придано публикациями 1994 г. в юбилейном сотом номере журнала Геологического общества Японии, где наряду с другими была помещена статья Шигинори Маруяма [Maruyama, 1994] «Plume tectonics», в которой были рассмотрены соотношения между глубинной мантийной геодинамикой плюмов и литосферной тектоникой плит. Подобная позиция была встре-

чена с пониманием и поддержкой ведущими отечественными тектонистами и в какой-то мере сгладила все более намечающиеся к этому времени концептуальные внутренние противоречия в тектонике плит. С этого времени количество статей и совещаний разного ранга по поводу тектоники плюмов стало заметно увеличиваться. Все это, в сочетании с перечисляемыми ниже неопределенностями исходных положений концепции плюмов, привело автора к необходимости еще раз проанализировать состояние этой концепции, подвести некоторые итоги этого анализа и рассмотреть возможные альтернативы. В работе основное внимание уделено анализу публикаций зарубежных (в основном англоязычных) авторов, оттого что именно ими (У. Морган, Дж. Вильямс) был введен в геологический «оборот» термин «плюм».

По общепринятому сегодня мнению, значение концепции тектоники плюмов чрезвычайно велико в мантийной глубинной геодинамике как для объяснения процессов внутриплитного вулканизма, так и для моделирования движения плит. При этом термины «внутриплитный вулканизм», «горячее пятно (точка)» и «плюм» используются в большинстве случаев взаимозаменяемо применительно к базальтовому вулканизму континентов, океанов – океанских островов (ОИВ), плато и срединно-океанических хребтов. Термин «горячее пятно» (hotspot) впервые был применен С. Кэри [Carey, 1958] для характеристики длительно существующих центров вулканизма с высоким тепловым потоком, но после работы Дж. Вильсона [Wilson, 1963] стал использоваться в качестве синонима плюма, после его утверждения, о том, что источником ОИВ могут являться локализованные термальные аномалии. Собственно, термин «плюм», исходя из концепции Дж. Вильсона, введен У. Морганом, который считал, что горячие пятна – проявления плюмов, эманлирующих путем конвекции из нижней мантии. И тем не менее, несмотря на активное внедрение модели плюмов в современную геодинамику, остается не до конца выясненным ряд положений этой концепции : неопределенность числа горячих точек и их взаимоотношений с плюмами, неразработанность вопросов глубины образования плюмов, причин относительно фиксированного положения горячих точек, недостаток сведений о составе и строении плюмов и количестве расплава в них; остающаяся не до конца ясной взаимосвязь плюмов с процессами мантийной конвекции и др. А. Смит и Ч. Льюис [Smith, Lewis, 1989] отмечают и вполне конкретные частные несоответствия моделей плюмов с имеющимися данными. Так, проникновение аномально «горячего» материала плюма должно сопровождаться поднятием (swell) литосферы и возрастанием величины теплового потока к центральной части плюма. Тем не менее измерение величины теплового потока Гавайского плюма вдоль

оси Гавайского поднятия (swell) показало, наоборот, возрастание величины теплового потока по мере удаления от плюма [von Herzen et al., 1982].

Последующее изучение Гавайского поднятия [von Herzen et al., 1982] привело исследователей к выводу об отсутствии здесь термальной аномалии и заключению, что поднятие (swell) поддерживается не динамически, а представляет собой мощную пачку излившихся базальтов. Кроме того, высказано предположение [Larson, Olson, 1991; Vaughan, 1995], что эффект собственно Гавайского плюма несопоставимо мал по сравнению со среднемерловым суперплюмом (южнотихоокеанским), вызвавшим формирование многочисленных внутриплитных построек на дне Тихого океана. Аналогичным образом и плюм Центрально-Французского массива [Granet, Wilson, Achauer, 1995] представляет собой в региональном контексте лишь «мелкую» структуру, неотчетливо проявленную на фоне крупномасштабной низкоскоростной структуры (4000×2500 км), установленной на глубине 500 км под Европой [Helmberger, Wen, Ding, 1998]. Огромнейшая провинция покровных базальтов – траппов Сибирской платформы, в соответствии с концепцией плюмов, должна была бы быть ассоциирована с величайшим литосферным поднятием, но детальный анализ ее строения показал [Czamanske et al., 1998], что образование траппов не сопровождалось какими-либо поднятиями литосферы. Следует подчеркнуть, что при условии слабой доказанности термальных аномалий в областях развития плюмов их термальная структура в работах зарубежных исследователей смоделирована чрезвычайно детально [McKenzie 1989; Sleep, 1990; White, McKenzie, 1995] (G. Schubert, D. Sandwell, 1989) на основании лишь положения о том, что плюмы существуют и способны объяснить многие геологические явления. Относительно моделирования плюмов примечательны весьма противоречивые расчеты скоростей их перемещения, варьирующие от 200 см/год; 60–10 см/год и менее [Christiansen, 1984; Duncan, Richards, 1991].

Хотя и сегодня малопонятен механизм перемещения плюма, его физико-химическая «сущность», состав расплава и его «доля» в плюме, тем не менее ряд исследователей принимают нижний предел скорости его перемещения < 10 см/год с учетом того, что скорость движения плюма, «прожигающего» движущуюся над ним плиту, в соответствии с концепцией тектоники плит, должна быть того же порядка или меньше, чем скорость движения плиты. В случае значительно большей скорости движения плиты плюм будет разрушен, смешан с конвектирующей мантией. Следует заметить, что средняя скорость плиты 5 см/год будет генерировать величину стресса скалывания (shear stress) в основании литосферы равную 2.2 МПа [Turcotte, Schubert, 1982],

и при размере плиты, подобной Тихоокеанской, эта величина заставит плиту быть околоstationарной.

А. Смитом и Ч. Льюисом [Smith, Lewis, 1989] рассмотрены взаимоотношения плюмов с характеристиками остаточных аномалий геоида (ОАГ). Авторы считают, что, в соответствии с концепцией плюмов, должна существовать положительная корреляция между положительными ОАГ и «горячими» регионами, где предлагается активный апвеллинг плюмов, в то время как отрицательные ОАГ должны быть связаны с областями субдукции холодных плит (даунвеллинг), которые, погружаясь и нагреваясь в свою очередь, становятся источниками плюмов. При этом любая корреляция между горячими пятнами (ГП) и ОАГ во многом зависит от числа ГП и того, что принимается за ГП. Количество ГП, по данным разных исследователей, значительно варьирует: 16–20 [Morgan, 1971; Burke, Wilson, 1976]. И тем не менее, по мнению А. Смита и Ч. Льюиса [Smith, Lewis, 1989], размещение ГП не показывает связи с ОАГ, несмотря на то, что в качестве ГП используются такие разнотипные его проявления, как покровные базальты континентов (CFB), вулканы океанических островов (OIB), вулканы континентальных и океанических рифтовых структур. Кроме того, в большинстве расчетных и экспериментальных построений концепции плюмов мантия считается геохимически деплетированной и, что наиболее принципиально и в наименьшей степени отвечает существующим геофизическим и геохимическим данным, гомогенной и бесструктурной. В разных моделях плюмов варьируют способы доставки расплавов плюмов в верхние уровни литосферы, но при этом практически не рассматриваются их взаимоотношения с конвективными движениями в мантии (одноуровневой и в целом мантийной конвекции). Если учитывать конвективные движения в мантии, то возможны не только деформация и отклонение плюмов от их линейного распространения, но и активное взаимодействие плюмов с конвективными «течениями» в мантии и возможное «растворение» плюмов в среде конвектирующей мантии в зависимости от соотношения их составов и скоростей. Сторонниками концепции плюмов также не рассматриваются причины возникновения и существования (сохранности) в мантии каналов, проводящих плюмы, способствующих их формированию и перемещению. Остаются неясными, кроме причин возникновения таких каналов, их форма и количество, способы проникновения в литосферу и на верхние уровни коры континентов и океанов. Следует учитывать при этом, что проявления разнотипного «плюмового магматизма» характеризуются чрезвычайным разнообразием состава вулканических пород, строения разнотипных ареалов вулканизма (CFB, OIB, LIP), длительностью и прерывистостью во времени проявления вулканизма (многочисленные эпизоды) в пределах океанских плато

[Bercovici, Mahoney, 1994]. Проявления вулканизма в континентальных провинциях в ряде случаев разделены промежутками в сотни миллионов лет [Bailey, 1980], что требует «попадания» последующих порций расплава плюмов «в ту же точку» или плюмы должны быть «канализованы» [Thompson, Gibson, 1991], другими словами – «действовать» в условиях, как уже отмечалось, бесструктурной и статичной среды, что в свою очередь плохо сочетается с глубинной геодинамикой, тектоникой плит и конвективными движениями в мантии.

Известные «сложности» для концепции плюмов возникли в связи с широким внедрением в практику исследований начиная с 1970-х годов изотопно-геохимических методов, которые установили различные источники вулканитов – недеплетированную мантию (OIB) и деплетированную мантию (MORB) с характерными для них временными и латеральными вариациями. Одновременно с этим в различных ареалах вулканизма континентов и океанов появились сведения о широком распространении в них доменов, характеризующихся преобладанием определенных по изотопно-геохимическим особенностям мантийных «меток» – компонентов смешения [Hart, 1984, 1988; Hart et al., 1992]. В качестве таких изотопно-геохимических аномалий С. Хартом [Hart, 1988] были выделены аномалия DUPAL, SOPITA [Staudigel et al., 1991]. При этом в качестве объяснения природы аномалии DUPAL рассматривался крупномасштабный экваториальный пояс плюмов [Hofmann, 1997], а сама аномалия DUPAL интерпретировалась как результат экваториального апвеллинга или же как нижняя мантия, замещенная, вытесненная субдуцируемыми слэбами. Открытие характеристик DUPAL в вулканитах востока Азии привело к другому предположению – плюм DUPAL представляет собой мантию, контаминированную субдуцированными осадками [Basu et al., 1991; Tatsumoto, Nakamura, 1991].

Тем не менее приведенные модели плюмового происхождения изотопных аномалий не дают удовлетворительного объяснения присутствия меток DUPAL в MORB хр. Нансена-Гаккеля в Арктике [Mühe, Devey, Bohrmann, 1993], как и концепция экваториального апвеллинга в области аномалии DUPAL не поддерживается результатами сейсмической томографии [Smith, Lewis, 1989]. В качестве еще одного значительного внутреннего противоречия концепции плюмов отмечается относительно незначительное содержание расплава в плюме (от 10 до 40%) и грандиозные объемы вулканитов океанских плато и островов, произведенные за последние 150 млн лет со среднего мела, – около $390 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ [Larson, Olson, 1991; Vaughan, 1995], которые корреспондируются только с 11% объемов MORB, продуцированных за то же время. Общий объем CFB – Параны, провинции Туле, Деккана, плато Колумбия за последние 150 млн лет

составляет $15 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ [Kent, 1995]. С учетом базальтов Карру и Сибирских траппов (Р-Т) к общему объему добавится $9 \cdot 10^6 \text{ км}^3$.

Принципиально важны сведения о соответствии концепции плюмов с данными ГСТ. Ранее [Anderson, 1996] предполагалась прямое соответствие между размещением горячих полей и сейсмическими низкоскоростными регионами (областями) приповерхностной мантии. В работе [Cadek, Kyvalova, Yuen, 1995] отмечено отсутствие подобной корреляции примерно в половине случаев, так же как и упоминавшееся выше несоответствие между остаточными аномалиями геоида и полями распространения горячих пятен. В качестве конкретного примера отсутствия такой корреляции может быть приведен Берингов пролив, где в мантии установлены низкие сейсмические скорости, но тем не менее горячие пятна отсутствуют [Ray, Anderson, 1994; Smith, Lewis, 1989] (Chung et al., 1998).

По данным ГСТ, противоречивы представления о глубинном строении Исландского плюма. С использованием высокоразрешающих методов ГСТ [Bijwaard, Spakman, Engdahl, 1998] создано изображение плюмового проводника под Исландией; при этом низкоскоростная аномалия наиболее четко установлена в интервале глубин 700–1400 км; по другим данным [Wolfe et al., 1997], определена низкоскоростная область в верхних 400 км мантии или в основании нижней мантии [Helmberger, Wen, Ding, 1998]. Так же противоречивы интерпретации по низкоскоростным мантийным аномалиям формы плюма Центрального Французского массива [Granet, Wilson, Achauer, 1995], Параны и Деккана [Kennett, Widiyantoro, 1999]. Особое внимание уделено томографированию Гавайского плюма, но его результаты так же неоднозначны и противоречивы. Не обнаружена низкоскоростная аномалия в мантии, которая прямо коррелировалась бы с поверхностным выражением плюма [Ji, Nataf, 1998]. Такая аномалия установлена только в нижней мантии выше границы ядро – мантия в виде чередования полос высоко- и низкоскоростных участков. Кроме того, по одним данным, «проводник» Гавайского плюма располагается к юго-западу от Гавайев, а по другим [Russell, Lay, Garnero, 1998], «двойной проводник» находится к северо-западу от Гавайев.

По мнению Д. Чжао [Zhao, 2001], изучение областей развития низкоскоростных аномалий в мантии, которые интерпретируются как плюмы, показало, что эти низкоскоростные аномалии во всех проанализированных случаях (Гавайи, Исландия, Афар) не имеют вида вертикальных «колонн», а обладают формой широких и наклонных областей в мантии, ничего общего не имеющих с идеализированной формой плюмов с тонким проводящим каналом и грибо- или шарообразной «головной» частью.

Противоречивы результаты анализа взаимоотношений скоростей подъема плюмов (об этом речь шла ранее) и скоростей движения плит. В традиционных версиях концепции плюмов и тектоники плит траектория движений плит фиксируется на них следом, «прожигаемым» стационарным плюмом. Уже отмечалось, что не всегда выявляется определенная линейная направленность омоложения датировок вулканитов в таких их «следах». В частности, хронологическая «нелинейность» – отсутствие направленных изменений возраста по «пути» плиты – показана Г. Шетом [Sheth, 1999] на примере траппов Декана, Лаккадивского хребта Индийского океана и горячей точки Реюньон. Как и для Сибирских траппов, в траппах Декана, по данным Г. Шета, не фиксируется топографического поднятия литосферы, обусловленного приближением плюма к основанию литосферы.

В работе Д. Чжао [Zhao, 2001], касающейся вопросов сейсмической структуры и образования горячих пятен и мантийных плюмов, отмечено, что в концепции и моделях плюмов недостаточно проработаны особенности их строения и даже с учетом высокоразрешающих методов сейсмической томографии не могут быть определены глубинная структура плюмов, глубина их существования и образования. Анализируя размещение поверхностных горячих пятен и глубинных скоростных аномалий, Д. Чжао [2001] отмечает, что большинство горячих пятен локализуется выше или по краям низкоскоростных аномалий в нижней мантии, иногда прослеживающихся до границы ядро – мантия (СМВ). Однако ряд горячих пятен не располагается выше низкоскоростных областей СМВ, что может быть связано, по мнению Д. Чжао, с присутствием в мантии «высоколокализованных» низкоскоростных аномалий, а также с искривлением плюмов. К вопросу о присутствии в мантии «высоколокализованных» аномалий мы вернемся позднее после рассмотрения альтернатив концепции плюмов.

Существование таких альтернатив во многом определено многочисленными несоответствиями традиционной концепции плюмов накопившимся сегодня данным по геодинамике, геофизике, петрологии и изотопной геологии. Прежде чем приступить к рассмотрению альтернатив концепции плюмов, необходимо собрать воедино уже упоминавшиеся несоответствия концепции плюмов определенным данным геодинамики, геофизики, петрологии и изотопной геологии.

Геодинамика:

1) отсутствие сведений, подтверждающих сводовое поднятие литосферы, обусловленное поднятием плюма (траппы Сибири, Декана, Гавайский плюм);

2) неопределенность сведений о скоростях движения плит (а) и перемещения плюмов (б), соотношения значительно расходятся по оценкам: «а» значительно больше «б» или «а» приблизительно равно «б»;

3) неопределенность соотношения конвекции в мантии и существования, сохранности в этих условиях мантийных плюмов;

4) в соответствии с концепцией плюмов мантия гомогенна, бесструктурна, что не соответствует современным данным;

5) проблема взаимоотношений мантийных плюмов с неоднородностью верхней и нижней мантии: неразработанность положения о преодолении перемещающимися плюмами границ этих неоднородностей, неопределенность механизма преодоления плюмом внутримантийных границ в нижней и верхней мантии, имеющих фазовую или химическую природу;

6) неразработанность в концепции плюмов механизма формирования каналов в мантии, «проводящих» плюмы, которые в соответствии с линейным характером плюмов должны иметь огромную протяженность (тысяча километров) и длительную (сотни миллионы лет) фиксированную в мантийном пространстве «устойчивость», входящую в дополнительное противоречие с концепцией глубинных конвективных движений;

7) отсутствие удовлетворительного объяснения фактических данных о длительности во времени и фиксированности в пространстве (последовательно и в ту же точку) мантийного плюмового магматизма: CFB, OIB, LIP;

8) противоречивость сведений относительно количества горячих точек и их соотношений с мантийными плюмами;

9) неподтвержденность в ряде мест (хребты Пука-Пука в Тихом океане и Лаккадивский в Индийском океане) направленного изменения возраста вулканитов, обусловленного, по концепции плюмов, существованием фиксированного плюма под движущейся над ним плитой.

Геофизика:

1) несоответствие «модельной» формы плюмов, их строения современным данным ГСТ;

2) неподтвержденность геофизическими данными (ГСТ) непрерывной прослеживаемости плюмов в нижней и верхней мантии; наоборот, прерывистая фиксация фрагментов низкоскоростной мантии, пространственно совпадающих с местоположением «плюма» на поверхности Земли; эти низкоскоростные фрагменты фиксируются пре-

имущественно в низах нижней мантии или в верхней мантии – там, где наиболее отчетливо, по данным ГСТ, отмечается неоднородность мантии;

3) неподтвержденное измерением величины теплового потока возрастание величины теплового потока по мере приближения к центральной части Гавайского плюма, и наоборот – уменьшение его величины в этом направлении;

4) не подтверждается в конкретных регионах (Берингов пролив) присутствие горячих точек в областях развития в мантии низкоскоростных аномалий;

5) отсутствие прямых взаимосвязей скоплений горячих точек с положительными остаточными аномалиями геоида, необходимых, в соответствии с концепцией плюмов;

6) неопределенность взаимоотношений гигантских отрицательных скоростных аномалий в мантии (Южно-Тихоокеанский, Африканский, Центрально-Европейский (4000 × 2500 км) «суперплюмы») с конкретными горячими точками, плюмами, без каких-либо определенных закономерностей расположенными на «фоне» этих гигантских структур;

7) неопределенность взаимоотношений плюмов, горячих точек с огромными площадями распространения в океанах вулканических подводных гор.

Петрология:

1) неопределенность динамики и механизма образования расплавов и в целом присутствия расплавов в «теле» плюма, особенно в глубинных (нижняя и верхняя мантия) частях плюмов – в участках низкоскоростных фрагментарных аномалий, выявляемых ГСТ;

2) неопределенность и противоречивость оценок количества расплава в плюме, его состава и изменения на разных стадиях формирования и перемещения плюма, особенно в его глубинных частях – нижняя мантия, зона перехода нижняя-верхняя мантия;

3) несоответствие модельных оценок количества расплава в плюмах (30–40%) с гигантскими объемами вулканитов: континентальных и океанических покровных базальтов, вулканитов «больших океанических изверженных провинций» (LIP), океанических плато;

4) труднообъяснимая с позиций концепции плюмов прерывистость проявления вулканизма, сочетающаяся со значительной его длительностью во времени, изменчивостью состава и фиксированным в геологическом пространстве характером проявления;

5) неопределенность генетического отнесения к плюмам магматизма таких различных в петрологическом отношении образований, как трапловые провинции конти-

ментов, вулканиты океанических островов, океанических плато, областей рифтогенного, кимберлитового и карбонатитового магматизма, вулканитов подводных гор океанов.

Изотопная геология:

1) несоответствие положения концепции плюмов о гомогенности, однородности и деплетированности мантии с фактическими данными о разнообразии ее изотопных характеристик разнотипных вулканитов континентов (покровные базальты) и океанов (вулканиты океанических островов и океанических плато);

2) не учитываемые в концепции плюмов древние (2–3 млрд лет) датировки изотопной гетерогенности в верхней мантии и ее, возможно, более древний возраст в нижней мантии (данные изотопии гелия и неона);

3) с позиций концепции плюмов труднообъяснимо разнообразие изотопных характеристик вулканитов континентов (CFB) и океанов (LIP, OIB): присутствие в них разнообразных радиогенно обогащенных компонентов (EM1, EM2, HIMU);

4) с позиции концепции плюмов труднообъяснимо образование значительных по размерам (сотни, тысячи километров) изотопных аномалий (DUPAL, SOPITA), объединяющих разнотипные вулканиты (LIP, OIB), прямая корреляция в этих аномалиях их линейной величины и вариаций изотопных отношений;

5) с позиций концепции плюмов труднообъяснимо последовательное и одновременно с эволюцией состава вулканитов изменение их изотопно-геохимических характеристик;

6) необъяснимое с этих же позиций латеральное изменение изотопных характеристик внутри региональных изотопных аномалий, их разбиение на отдельные домены, в различной степени обогащенные отдельными мантийными компонентами

Известной альтернативой концепции плюмов сегодня является ее интеграция с концепцией суперплюмов – гигантских низкоскоростных аномалий, устанавливаемых методами ГСТ, чередующихся в нижней и верхней мантии и контролирующей конвекцию во внешнем ядре [Larson, 1991; Larson, Olson, 1991].

Модели суперплюмов, распространяющихся от границы ядро – мантия в нижнюю и далее в верхнюю мантию, во многом присущи те же неопределенности, что и концепции плюмов, и в том числе, в частности, неразработанность, неопределенность проблемы преодоления плюмами и суперплюмами внутримантийных границ, имеющих или фазовую, или химическую природу [Nakakuki, Sato, Fujimoto, 1994]. Еще одной из альтернатив концепции плюмов является модель MOMO (mantle overturn major orogeny) [Stein, Hofmann, 1994; Hofmann, 1997], когда субдуцируемая кора скапливает-

ся в основании верхней мантии или, подобно мегалиту Рингвуда [Ringwood, 1990], в основании нижней мантии, являясь причиной «переворота» (overturn) в мантии и генерации разноглубинных плюмов. Тем не менее и эта модель (МОМО), наряду с проблемами преодоления внутримантийных границ субдуцируемым материалом, так же не решает «традиционные» перечисленные выше проблемы концепции плюмов – геодинамические, геофизические, петрологические – и дополнительно еще усложняется субдуцированием океанских слэбов в мантию, преодолением ее неоднородности и невозможности в связи с этим линейного, не нарушенного конвекцией, погружения слэбов в мантию.

Еще одной альтернативой концепции плюмов является концепция перисферы – слоя, располагающегося между литосферой и деплетированным MORB – источником, включающим в себя верхнюю часть астеносферы. Этот термальный граничный слой мантии постоянно подвергается обогащению субдукционными процессами.

Г. Шет [Sheth, 1999], подобно другим уже упоминавшимся исследователям, считает вполне оправданным выделение в качестве источника (верхнемантийного) плюмов – перисферы – обогащенной мантии в интервале глубин 200–400 км. Д. Мак-Кензи [McKenzie, O’Nions, 1983] полагает возможным существование такого слоя не только под континентами, но и под океанами. Примером подобного рода может быть мантия Индийского океана [Mahoney et al., 1989], ОИВ которого характеризуются обогащенными изотопными метками, и, по данным сейсмической томографии [Anderson, 1996], мантия Индийского океана «горячее» нормальной мантии Тихого океана.

В качестве альтернативы концепции плюмов предлагается их происхождение исключительно из континентальной мантии [Smith, 1993] – термального граничного слоя, располагающегося ниже холодной «плавучей» литосферы и выше собственно астеносферы. Недостаток этой концепции – предлагаемые ее автором «слои» не фиксируются методами сейсмической томографии и являются искусственно созданными для моделирования.

Другая возможная альтернатива концепции плюмов – концепция проградирующих (propagating) рифтов [Turcotte, Oxburgh, 1973; Turcotte, Schubert, 1982], в которой линейные вулканические цепи образуются в результате дифференцированных полей стресса и являются, по образному выражению Д. Андерсона [Anderson, 1996], не спидометрами (предполагается скорость движения плиты над горячей точкой), а пьезометрами. Соответственно, Г. Шет [Sheth, 1999], как и другие исследователи, считает, что к образованию вулканитов, разнообразных по геодинамическому происхождению горячих точек, нет необходимости привлекать концепцию плюмов.

В связи с обстоятельствами, о которых речь пойдет далее, на наш взгляд, привлекательна концепция «wetspot» (мокрых пятен) [Smith, Lewis, 1989]. В источниках OIB, задолго до интерпретации плюмов как термических аномалий, установлено присутствие водосодержащих минералов – амфибола и флогопита [Francis, 1995; Francis, Ludden, 1995]. Присутствие флогопитсодержащих перидотитов установлено на о. Св. Петра и Павла в Атлантике, вблизи САХ, датированных возрастом 1.47 млрд лет [Melson, Hart, Thompson, 1972]. При этом А. Смит и Ч. Льюис [Smith, Lewis, 1989] считают, что источник компонента EM1 – амфибол, а EM2 – флогопит. Эти же исследователи рассматривают появление плюмов и горячих полей как результат аномалий состава мантийного источника и, в частности, его обогащения водосодержащими минералами, а не как результат термальных аномалий в мантии. По их мнению, низкая точка плавления тех минералов и содержащих их мантийных пород в результате динамических напряжений (shear stress) может происходить, совместно с апвеллингом в хребтах, к образованию больших количеств расплавов – LIP (Large Igneous Provinces). Существование амфибол- и флогопитсодержащих (водосодержащих) минералов установлено как в перидотитах (офиолитах) континентов, так и в перидотитах океанов [Melson, Hart, Thompson, 1972].

Изучение мантийных ксенолитов в базальтах Центральной Азии [Ionov, Hofmann, 1995] подтвердило широкое распространение амфибола (концентратор Nb и Ta) и флогопита (K, Nb, Ta). Существование амфибола и флогопита обнаружено в мантийных источниках «доцитовых» вулканитов Гавайев и вулканитах горячего пятна Комор [Class, Goldstein, 1997].

Изотопные метки древних «метасоматических» событий могут сохраняться в длительно живущих резервуарах, подобных резервуарам в континентальной мантии [Smith, Lewis, 1989]. Эти резервуары – изотопно-геохимические домены с определенными геохимическими метками (signatures) – сохраняются и установлены в мантии континентов и океанов, определен их древний возраст (1–3 млрд лет), а также сходство отдельных мантийных меток мантии океанов и компонентов консолидированной коры континентов [Блюман, 2001]. Подобного рода участки мантии, в силу их обогащенности летучими, определяются А. Смитом и Ч. Льюисом как «wetspot» (мокрые пятна), существование которых в мантии, по мнению этих исследователей, является необходимой предпосылкой для генерации вулканитов, различных по петрогенетическим и геодинамическим особенностям горячих точек. Это соображение, являющееся альтернативой концепции плюмов, представляется чрезвычайно перспективным и заслуживающим в дальнейшем дополнительного обсуждения еще и по той причине,

что летучие в традиционной концепции плюмов «падают» в плюмы из неопределенного источника в глубокой мантии или предполагаются контаминированными плюмом из литосферы на ее неглубоких уровнях.

Приступая к рассмотрению авторской альтернативы концепции плюмов, необходимо отметить, что любая глобальная геодинамическая концепция сегодняшнего дня должна учитывать и соответствовать установленной в последние годы неоднородности ядра, мантии и коры, свидетельствующей о направленном развитии Земли как самоорганизующейся диссипативной системы. Установлены: 1) неоднородность ядра Земли в целом и неоднородность внутреннего ядра; 2) неоднородность «слоя» D" – переходного между ядром и нижней мантией, различия в его мощности и строении: присутствие в нем относительно низкоскоростных (ULVZ) и высокоскоростных участков; 3) неоднородность нижней мантии – присутствие в ней доменов первичной (протопланетарной), недегазированной мантии (данные изотопии гелия и неона), нарастание неоднородности в основании нижней мантии; 4) неоднородность переходного слоя «нижняя – верхняя мантия», его различия под континентами и океанами, непостоянное присутствие внутренней границы «520»; различия внутриконтинентальные в областях новейшего вулканизма; 5) неоднородность верхней мантии, нарастающая в верхних 100 км; неоднородность верхней мантии континентов и океанов, различия в ее составе и строении внутри континентов под древними кратонами и подвижными областями; присутствие в мантии континентов и океанов сходных по изотопно-геохимическим характеристикам мантийных компонентов: EM1, EM2, HIMU; раннедокембрийское (2–3 млрд лет) время формирования неоднородности в мантии континентов и океанов; 6) неоднородность консолидированной коры континентов: неповсеместный двухуровневый ее характер (нижняя пластичная гранулит-базитовая кора и верхняя – хрупкая гранитно-метаморфическая кора).

Соответственно, неоднородность всех «уровней» Земли, как и сложные пространственно-временные взаимоотношения неоднородностей, во многом определяют нелинейный характер развития процесса глубинной дифференциации (самоорганизации) планеты. В этой связи отчетливо выражена тенденция нарастающей снизу вверх градиентной «вертикальной» неоднородности. В этом же направлении – снизу вверх – намечается последовательное «омоложение»: в нижней мантии сохранены домены протопланетарного вещества (около 4 млрд лет); в верхней мантии – установлен раннедокембрийский возраст (2–3 млрд лет) создания ее неоднородности, синхронный и, по видимому, когенетичный с формированием раннедокембрийской первичной сиалической коры. В условиях подобного рода нелинейного развития, неоднородности мантии

трудно предположить существование в ней высокоорганизованных линейных систем конвективных движений (одно- или двухуровневых). Организация подобного рода высокоорганизованных линейных перемещений мантийного вещества входит в базовое противоречие с его неоднородностью, устойчиво подтвержденной данными ГСТ и результатами изотопно-геохимических исследований. В связи с неоднородностью нижней и верхней мантии представляется также маловероятным и линейный характер мантийных плюмов, в соответствии с различными модельными построениями, пронизывающими мантию и кору в целом от «слоя» D" или продуцируемыми так же линейно от нижней границы «660». Та же неоднородность мантии практически делает маловероятным и линейное проникновение субдуцируемых слэбов, пронизывающих мантию (представляемую сторонниками концепции тектоники плит как бесструктурное, однородное образование). В свете данных о неоднородности, структурированности мантии становятся маловероятными положения о процессах субдукционного рециклинга и «возбуждения» плюмов процессами линейного проникновения в верхнюю и нижнюю мантию субдуцированного материала слэбов (модель MOMO).

Одним из принципиально важных достижений глубинной геодинамики стало засвидетельствованное данными изотопии гелия и неона существование в нижней мантии крупных доменов blobs – «пузырей» древней недеплетированной мантии, свидетельством присутствия и древности которых служат данные по изотопии гелия и неона вулканитов Исландии и Гавайев. В этом случае воздымающиеся аномально теплопроводящие мантийные потоки «облекают» древние домены, отклоняясь тем самым от «идеальных» размеров и формы «теоретических» плюмов. Д. Чжао отмечает наклонную форму гигантских низкоскоростных аномалий (суперплюмов, супервеллов), а не идеализированную форму их как вертикальных столбов, чья глубина проникновения в мантию достигает 2000 км (запад Гавайев), 1500 км от границы ядро – мантия (СМВ), с которыми связаны другие, меньшего порядка, низкоскоростные аномалии на глубинах 670–1500 км. Таким образом, гигантские низкоскоростные аномалии сложных очертаний, формы и строения, воздымающиеся от границы ядро – мантия, не могут быть определены и соотнесены собственно с плюмами, имея отличные от них форму, размеры и, по-видимому, происхождение.

В связи с неоднородностью переходной зоны ядро – мантия и неоднородностью в целом мантии, возможно по-иному представить и модель возникновения и становления восходящих аномальных потоков тепла и вещества в мантии и, соответственно, по-иному оценить их роль в глубинной геодинамике. Можно предполагать, что возникновение восходящих потоков вещества обусловлено их возникно-

вением в процессе взаимодействия ядро – мантия, и эти «потоки», скорее всего, представлены восстановленными формами флюидов (преобладающе CH_4 , H_2). Отделяющиеся от слоя ULVZ (D") эти «потоки» в нижней мантии вынуждены нелинейно «лабиринтировать» между доменами недегазированного вещества нижней мантии, создавая воспроизводимую методом глубинной сейсмической томографии сложную картину сочетания низко- и высокоскоростных областей в мантии. Не всегда оправдана геодинамическая интерпретация низкоскоростных областей как зон воздымания – «апвеллинга» – и высокоскоростных – как зон погружения – «даунвеллинга». Фактические данные свидетельствуют лишь о различном состоянии вещества этих областей, но отнюдь не об их относительном перемещении.

Углеродородное и водородное «дыхание» глубин мантии пронизывает ее до верхней мантии, где присутствуют неоднородности, представленные, как уже отмечалось выше, доменами мантийных перидотитов, содержащих такие обогащенные водой минералы, как флогопит и амфибол, имеющих соответственно изотопно-геохимические характеристики EM1, EM2 – амфибол и флогопит. Именно эти флогопит- и амфиболсодержащие мантийные перидотиты и могут представлять своеобразные «отдушины» (air-hole, blow-hole) в верхней мантии, только в пределах которых и происходит окисление восстановленных форм нижнемантийных флюидов и собственно процесс плавления, магмообразования, различные уровни и глубины которого, наряду с составом мантийного субстрата, определяют состав и количество образующихся расплавов: наиболее глубинных – карбонатитовых и кимберлитовых и наименее глубинных – базальтовых и щелочно-базальтовых. При этом карбонатиты и кимберлиты преимущественно формируются в пределах мантийных корней (килей) кратонов, вынося преимущественно ксенолиты мантийного субстрата – гранатовые перидотиты, а базальты – ксенолиты шпинелевых перидотитов. Подобного рода «отдушины», сохраняющие первоначальную форму доменных неоднородностей в мантии, и являются альтернативой мантийных плюмов. Разнообразие состава и строения доменов верхней мантии обусловлено по-разному проявленным ее деплетированием в процессе «выделения» из нее различных по составу и строению компонентов раннедокембрийской консолидированной коры и может определять разнообразие (петрологическое и изотопно-геохимическое) вулканитов-магматитов горячих точек – «отдушин», наследующих изотопно-геохимические метки мантийного субстрата. Одновременно сочетание характеристик мантийного субстрата с количественными и качественными параметрами процесса окисления восстановленных мантийных флюидов определяет своеобразие характеристик (объемы вулканизма, характер его петро-

логических, петрохимических, изотопно-геохимических особенностей) различных областей вулканизма «отдушин» – больших изверженных провинций континентов и океанов (LIP); вулканитов континентальных покровных базальтов (CFB); базальтов океанических островов (OIB), базальтов океанических плато (LIP), базальтов срединно-океанических хребтов (MORB).

Таким образом, в качестве альтернативной линейной концепции плюмов может быть рассмотрена концепция мантийных «отдушин», которая в определенном смысле «перекликается» с концепцией *wet spot* – «мокрых точек» А. Смита и К. Льюиса [Smith, Lewis, 1989].

Преимущественно фанерозойский период формирования областей ареального существенно базальтового (CFB, OIB, LIP) магматизма «отдушин» представляет собой определенную стадию планетарного развития, следующую за стадией формирования (образования) первичной догеологической (планетарной) неоднородности ядра и нижней мантии, раннедокембрийской глобальной неоднородности консолидированной континентальной коры, верхней мантии, вероятно, переходной зоны верхняя – нижняя мантия, частично преобразуемых восходящими восстановленными флюидными потоками.

Оценивая в общем современное состояние концепции плюмов, приведем одну цитату из статьи В. Е. Хаина «Глобальная геодинамика на пороге нового века»: «Итак, приходится констатировать, что красивая гипотеза Дж. Моргана оказалась фактически иллюзорной, а основанные на ней реконструкции абсолютного взаимного перемещения литосферных плит малодостоверны» [Хаин, 2002, с. 9].

Относительно же многочисленных модельных построений, иллюстрирующих основные положения концепции плюмов, безусловно справедливым является замечание Л. П. Винника: «Известно много *примеров имитации* (выделено мной. – Б. Б.) плюмов с помощью лабораторного или математического моделирования» [Винник, 2000, с. 104].

ЛИТЕРАТУРА

Блюман Б. А. Изотопные характеристики корово-мантийных неоднородностей: время и глубина их формирования // *Геохимия*. 2001. № 5. С. 567–572.

Винник Л. П. Сейсмические свойства мантийных плюмов // *Проблемы глобальной геодинамики. Материалы теоретического семинара ОГГГН РАН. 1998–1999* / под ред. Д. В. Рундквиста. М.: ГЕОС, 2000. 246 с.

Хаин В. Е. Глобальная геодинамика на пороге нового века // Геотектоника. 2002. № 4. С. 3–13.

Anderson D. L. Hotspots, polar wander, Mesozoic convection, and the geoid // Nature. 1982. Vol. 297. Pp. 391–393.

Anderson D. L. Enriched asthenosphere and depleted plumes // Int. Geol. Rev. 1996. Vol. 38. Pp. 1–21.

Bercovici D., Mahoney J. Double flood basalts and plume head separation at the 660-kilometer discontinuity // Science. 1994. Vol. 266. Pp. 1367–1369.

Bailey D. K. Volcanism, Earth degassing and replenished lithospheric mantle. // Philos. Trans. R. Soc. London, 1980. A 297, 309–322.

Basu A. R., Wang J.-W., Huang W., Xie G.-H., Tatsumoto M. Major element, REE, and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: implications for their origin from suboceanic-type mantle reservoirs // Earth and Planetary Science Letters. 1991. Vol. 105. Pp. 149–169.

Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E. R. Closing the gap between regional and global travel time tomography // Journal of Geophysical Research. 1998. Vol. 103, no. B12. Pp. 30055–30078.

Burke K. C., Wilson J. T. Hot Spots on the Earth's Surface // Scientific American. 1976. Vol. 235, no. 2. Pp. 46–57.

Cadek O., Kyvalova H., Yuen D. A. Geodynamical implications from the correlation of surface geology and seismic tomographic structure // Earth and Planetary Science Letters. 1995. Vol. 136, no. 3–4. Pp. 615–627.

Carey S. W. The tectonic approach to continental drift // Continental Drift – A Symposium. University of Tasmania, Hobart. 1958. Pp. 172–355.

Class C., Goldstein S. L. Plume-lithosphere interactions in the ocean basins: constraints from the source mineralogy // Earth and Planetary Science Letters. 1997. Vol. 150. Pp. 245–260.

Czamanske G. K., Gurevitch A. B., Fedorenko V., Simonov O. Demise of the Siberian plume: Paleogeographic and Paleotectonic Reconstruction from the Prevolcanic and Volcanic Record, North-Central Siberia // International Geology Review. 1998. Vol. 40. Pp. 95–115.

Duncan R. A., Richards M. A. Hotspots, mantle plumes, flood basalts, and true polar wander // Rev. Geophys. 1991. Vol. 29. Pp. 31–50.

Granet M., Wilson M., Achauer U. Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central // Earth and Planetary Science Letters. 1995. Vol. 136. Pp. 281–296.

Francis D., Ludden J. N. The signature of amphibole in mafic alkaline lavas, a study in the northern Canadian Cordillera // *Journal of Petrology*. 1995. Vol. 36, no. 5. Pp. 1171–1191.

Francis D. The implications of picritic lavas for the mantle sources of terrestrial volcanism // *Lithos*. 1995. Vol. 34, no. 1–3. Pp. 89–105.

Hart S. A large scale isotope anomaly in Southern Hemisphere mantle // *Nature*. 1984. Vol. 309, no. 5971. Pp. 753–757.

Hart S. Heterogeneous mantle domain signatures, genesis and mixing chronologies // *EPSL*. 1988. Vol. 90. Pp. 273–296.

Hart S. R., Hauri E. H., Oschman L. A., Whitehead J. A. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence // *Science*. 1992. Vol. 256. Pp. 517–520.

Helmberger D. V., Wen L., Ding X. Seismic evidence that the source of the Iceland hotspot lies at the core-mantle boundary // *Nature*. 1998. Vol. 396. Pp. 251–255.

Hofmann A. W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. Vol. 385. Pp. 218–229.

Ionov D. A., Hofmann A. W. Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. Vol. 131, no. 3–4. Pp. 341–356.

Ji Y., Nataf H. C. Detection of mantle plumes in the lower mantle by diffraction tomography: Hawaii // *Earth and Planetary Science Letters*. 1998. Vol. 159. Pp. 99–115.

Kennett B. L. N., Widiyantoro, S. A low seismic wavespeed anomaly beneath northwestern India: a seismic signature of the Deccan plume? // *Earth and Planetary Science Letters*. 1999. Vol. 165. Pp. 145–155.

Kent R. Continental and oceanic flood basalt provinces: Current and future perspectives // *Magmatism in Relation to Diverse Tectonic Settings* / R. K. Srivastava, R. Chandra (Eds.) / Oxford and I. B. H. Publ., New Delhi, 1995. Pp. 17–42.

Larson R. L. Geological consequences of superplumes // *Geology*. 1991. Vol. 19. Pp. 963–966.

Larson R. L., Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol. 107. Pp. 437–447.

Loper D. E. Mantle plumes / Instability of a hot boundary layer and initiation of thermochemical plumes // *Ann. Geophys.* 1984. Vol. 2, no. 3. Pp. 311–320.

Maruyama Sh. Plume tectonics // *Journal of the Geological Society of Japan*. 1994. Vol. 100, no. 1. Pp. 24–29.

Melson W. C., Hart S. R., Thompson G. St. Paul's Rocks Equatorial Atlantic: petrogenesis, radiometric ages and implications on sea-floor spreading // *Mem. Geol. Soc. Am.* 1972. Vol. 132. Pp. 241–242.

McKenzie D., O'Nions R. K. Mantle reservoirs and ocean island basalts // *Nature*. 1983. Vol. 301. Pp. 229–231.

McKenzie D. Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 1989. Vol. 95, no. 1–2. Pp. 53–72.

Mahoney J. J., Natland J. H., White W. M., Poreda R., Fisher R. L., Bloomer S. H., Baxter A. N. Isotopic and geochemical provinces of the western Indian Ocean spreading centers // *Journal of Geophysical Research*. 1989. Vol. 94. Pp. 4033–4053.

Morgan W. J. Convection plumes in the lower mantle // *Nature*. 1971. Vol. 230. Pp. 42–43.

Mühe R., Devey C. W., Bohrmann H. Isotope and trace element geochemistry of MORB from the Nansen-Gakkel ridge at 86° north // *Earth and Planetary Science Letters*. 1993. Vol. 120, no. 3–4. Pp. 103–109.

Nakakuki T., Sato H., Fujimoto H. Interaction of the upwelling plume with the phase and chemical boundary of the 670 km discontinuity: Effect of temperature-dependence viscosity // *Earth and Planetary Science Letters*. 1994. Vol. 121, no. 3–4. Pp. 369–384.

Ray T. W., Anderson D. L., Spherical disharmonies in the Earth Sciences and the spatial solution: ridges, hotspots, slabs, geochemistry and correlations // *Journal of Geophysical Research*. 1994. Vol. 99. Pp. 9605–9614.

Ringwood A. E. Slab-mantle interactions: Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle // *Chem. Geol.* 1990. Vol. 82. Pp. 187–207.

Russell S. A., Lay T., Garnero E. J. Seismic evidence for small-scale dynamics in the lowermost mantle at the root of the Hawaiian hotspot // *Nature*. 1998. Vol. 396. Pp. 255–258.

Sheth H. A historical approach to continental flood basalt volcanism: insights into prevolcanic rifting, sedimentation and early alkaline magmatism // *Earth and Planetary Science Letters*. 1999. Vol. 168. Pp. 19–26.

Sleep N. H. Hotspots and mantle plumes: some phenomenology // *Journal of Geophysical Research*. 1990. Vol. 95, no. B5. Pp. 6715–6736.

Smith A. D. The continental mantle as a source for hotspot volcanism // *Terra Nova*. 1993. Vol. 5, iss. 5. Pp. 452–460.

Smith A. D., Lewis Ch. The planet beyond the plume hypothesis // *Earth-Science Reviews*. 1989. Vol. 48. Pp. 135–182.

Staudigel H., Park K.-H., Pringle M. S. et al. The longevity of South Pacific isotope and thermal anomaly // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol. 102, no. 1. Pp. 24–74.

Stein M., Hofmann A. W. Mantle plumes and episodic crustal growth // *Nature*. 1994. Vol. 372. Pp. 63–68.

Thompson R. A., Gibson S. A. Continental mantle plumes, hotspots and pre-existing thinspots // *J. Geol. Soc. London*. 1991. Vol. 148. Pp. 973–977.

Tatsumoto M., Nakamura Y. DUPAL anomaly in the Sea of Japan: Pb, Nd, and Sr isotopic variations at the eastern Eurasian continental margin // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. Vol. 55, no. 12. Pp. 3697–3708.

Turcotte D. L., Schubert G., *Geodynamics Applications of Continuum Physics to Geological Problems*. New York: Wiley, 1982. 450 p.

Turcotte D. L., Oxburgh, E. R. Mid-plate tectonics // *Nature*. 1973. Vol. 244, no. 5415. Pp. 337–339.

Vaughan A. P. M. Circum-Pacific mid-Cretaceous deformation and uplift: A superplume related event // *Geology*. 1995. Vol. 23, no. 6. Pp. 491–494.

von Herzen R. P., Cordery M. J., Detrick R. S., Fang C. Heat flow and the thermal origin of hot spot swells: the Hawaiian swell revisited // *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. 1989. Vol. 94, no. B10. Pp. 13783–13799.

von Herzen R. P., Detrick R. S., Crough S. T., Epp D., Fehn U. Thermal origin of the Hawaiian swell: heat flow evidence and thermal models // *Journal of Geophysical Research*. 1982. Vol. 87, iss B8. Pp. 6711–6723.

White R. S., McKenzie D. Mantle plumes and flood basalts // *Journal of Geophysical Research*. 1995. Vol. 100. Pp. 17543–17585.

Wilson J. T. A possible origin of the Hawaiian islands // *Canadian Journal of Physics*. 1963. Vol. 41. Pp. 863–870.

Wolfe C. J., Bjarnason I. T., VanDecar J. C., Solomon S. C. Seismic structure of the Iceland mantle plume // *Nature*. 1997. Vol. 385. Pp. 245–247.

Zhao D. Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. Vol. 192, no. 3. Pp. 251–265.

Логика научного познания К. Поппера (фальсифицируемость и концептуальная тюрьма)

Сегодня, когда в силу различных обстоятельств в теории и практике научных исследований сошло на нет использование основных положений «марксистско-ленинской

философии» и «основ диалектического материализма», гносеологические основы теории научного познания и философские – познавательного процесса и критического анализа теоретических построений в естественных науках вообще и в геологии в частности во многом лишились каких-либо философских обоснований. Этот факт определяет, на наш взгляд, во многом и логическое несовершенство, философскую неопределенность, отсутствие внутренней логики геологических построений, концепций, гипотез, теорий. Недостаток каких-либо значимых обсуждений таких построений также во многом определено утраченной культурой научных дискуссий, ведущихся в основном на эмоциональной, а не научно-философской основе или в преобладающем числе случаев на основе научного диктата с использованием научно-административного ресурса. Безусловная практическая (прикладная) значимость геологических построений обязывает нас различать логически и философски обоснованные и необоснованные построения, а для этого необходимо ориентироваться в такой философской дисциплине, как логика научного познания. С этой целью автор представляет широкому кругу читателей – практических геологов и научных сотрудников – краткий конспект основных, с точки зрения автора, положений работы известного философа и социолога Карла Поппера «Логика научного познания». Автор при этом полагает, что эта публикация вызовет интерес у многих геологов и может способствовать более рациональному подходу к анализу геологических наблюдений и их обобщениям, а также рациональной оценке разного рода и общегеологических, и металлогенических построений, концепций, гипотез, теорий и их рациональному критическому восприятию, а также повышению культуры научных дискуссий. Основные базовые понятия, приведенные в работах К. Поппера о фальсифицируемости и концептуальном каркасе научных построений, комментируются применительно к актуальным вопросам теории и практики геологических дисциплин: в первую очередь тектоники, металлогении и пр.

Прежде чем приступить к изложению основных философских понятий К. Поппера [Поппер, 2004], автор счел необходимым провести краткий экскурс в историю становления базовых положений геологии и в основном тектоники, оказывающей наибольшее влияние на общегеологические и металлогенические построения. С точки зрения автора, эту историю можно разделить на два базовых этапа: во временном промежутке 1990-х годов прошлого и «нулевых» – нынешнего веков. Разделительной (событийной) чертой можно считать шестидесятые годы прошлого века, когда началось стремительное распространение основных положений тектоники плит (мобилизма), пришедшей из современных океанов на смену традиционным положениям континентальной геологии. При этом основные положения новой глобальной тектоники

решительно и без какой-либо ревизии отменили и одновременно систематически подвергли сомнению накопленные в течение многих лет эмпирические положения континентальной геологии. Иными словами, это был революционный переворот, отменивший как уже бывало в нашей истории, все накопленные годами и десятилетиями ранее сформированные и проверенные на практике концепции, теории и гипотезы. Весьма примечателен тот факт, что вся история развития и тектоники и металлогении до середины 1960-х годов была наполнена периодами появления и смены разных концепций и гипотез (см. историю их возникновения и исчезновения в томах Энциклопедического справочника «Планета Земля»: Тектоника и геодинамика [2004] и Минерагения [2008], а также в работах [Красный, 1984; Красный, Блюман, 1989]. «Мобилистская революция» или, точнее, «мобилистский переворот» шестидесятых годов привели к практически полному прекращению дискуссий. Идеологический прессинг и у нас и зарубежом против «инакомыслящих» определил многолетний застой в тектонике и геологии, нарушенный всего лишь однажды (после появления статьи о тектонике плюмов в юбилейном 100-м выпуске журнала геологической службы Японии), когда в базовые положения тектоники плит казалось бы вдохнула новую жизнь концепция плюмов. Сегодня, судя по отечественным и зарубежным публикациям, и у нас, и зарубежом царит поразительное единомыслие, что еще раз, как будет показано далее, является достаточным основанием для обращения к работе К. Поппера [Поппер, 2004] о логике и росте научного знания.

Понятие фальсифицируемости. К. Поппер ввел понятие фальсифицируемости (лат. *falsus* – ложный) – необходимого условия признания научности теории или гипотезы. Представители логического позитивизма в качестве критерия демаркации науки и не-науки выдвинули *принцип верификации*. Поппер показал необходимость, но недостаточность этого принципа, и предложил в качестве дополнительного критерия демаркации метод фальсифицируемости: только та теория научна, которая может быть принципиально опровергнута опытом. «Догму значения или смысла и порождаемые ею псевдопроблемы можно устранить, если в качестве критерия демаркации принять критерий фальсифицируемости, то есть, по крайней мере, асимметричной или односторонней разрешимости. Согласно этому критерию, высказывания или системы высказываний содержат информацию об эмпирическом мире только в том случае, если они обладают способностью прийти в столкновение с опытом, или более точно – если их можно систематически проверять, то есть подвергнуть (в соответствии с некоторым «методологическим решением») проверкам, результатом которых может быть их опровержение. Поппер обернул возможность постоянно ошибаться в пользу науки и сказал: науч-

ное исследование должно быть посвящено тому, чтобы не подтверждать научную теорию, а опровергать ее. К научным следует отнести только те теории, для которых можно найти потенциальные фальсификаторы, то есть противоречащие теории предположения, истинность которых опять же обнаруживается в опыте». Методологическое правило Поппера таково: «ученый, найдя такой фальсификатор, должен немедленно отказаться от своей теории и разрабатывать следующую теорию». В смене научных теорий и заключается позитивная роль ошибки. К. Поппер считал, что рост научного знания происходит не за счет оправдания имеющихся теорий, а за счет критики гипотез, которые предлагаются для решения новых проблем. Концепция Поппера о соперничающих теориях сравнима с концепцией естественного отбора, когда в ходе селекции выбирается наиболее приспособленный представитель рода («вооруженная борьба за выживание наиболее достойной теории»). Иначе говоря, согласно критерию Поппера, – *научная теория не может быть принципиально непроверяемой*. Даже очень большое число подтверждающих фактов в отношении того или иного утверждения, полученного путем индуктивного обобщения, делает его лишь весьма вероятным, но все-таки не твердо достоверным. При этом достаточно одного, но вполне бесспорного, опровергающего факта для того, чтобы это индуктивное обобщение было отброшено как негодное. Неодинаковую «силу» и роль в деле проверки осмысленности и истинности научных теорий, которые свойственны подтверждающим и опровергающим факторам, Поппер назвал «познавательной асимметричностью». На основании этой «асимметричности» провозглашена замена «принципа верификации» принципом «фальсификации» (то есть столь же реально осуществляемого опровержения). Он означает, что проверка научной осмысленности, а затем и истинности научных теорий должна осуществляться не через их подтверждение, а преимущественно (или даже исключительно) через их опровержение. Критерий Поппера является лишь критерием отнесения теории к разряду научных, но не критерием ее истинности или возможности ее успешного применения. Соотношение фальсифицируемости теории и ее истинности может быть различным. Если эксперимент, ставящий под сомнение фальсифицируемую теорию, при постановке действительно дает результат, противоречащий этой теории, то теория становится *фальсифицированной*, то есть ложной, но от этого не перестанет быть фальсифицируемой, то есть научной. К. Поппер (2004) пишет: «...меня интересовал не вопрос о том, “когда теория истинна?”, и не вопрос, “когда теория приемлема?”. Я поставил перед собой другую проблему. Я хотел провести различие между наукой и псевдонаукой, прекрасно зная, что наука часто ошибается и что псевдонаука может случайно натолкнуться на истину». Обычно критерием называют необходимое

и достаточное условие. В этой связи критерий Поппера, хотя и именуется критерием, представляет собой только необходимый (но не достаточный) признак научной теории.

Можно отметить, что в современной научной практике критерий Поппера применяется не вполне строго, когда речь идет об установлении ложности научной теории. Некоторые теории, для которых известны противоречащие им факты (то есть формально являющиеся фальсифицированными), продолжают использоваться, если подавляющее большинство фактов их подтверждает и более совершенных вариантов теорий еще не создано, либо такие варианты неудобны в использовании. Причин такого положения несколько. Отдельные эксперименты, дающие противоречащие теории результаты, могут являться свидетельством не ложности теории как таковой, а слишком широко определенной ее области применимости. Факты самоорганизации материи, изучаемые термодинамикой неравновесных процессов, не фальсифицируют общую термодинамику, поскольку законы последней (которые в этих процессах, казалось бы, нарушаются) сформулированы для других условий. При этом отказываться от классической механики или термодинамики никто не собирается – просто применение их ограничивается теми областями, в которых они действуют. Практический научный процесс не свободен от ошибок, неверных толкований, предвзятости и даже прямых намеренных фальсификаций. Поэтому оценка новых фактов всегда производится с учетом объема ранее накопленного противоречащего им материала, степени достоверности источника и вероятности ошибочного толкования результатов. К. Поппер пишет о том, что если мы видим камень, улетающий вверх, мы скорее усомнимся в увиденном или предположим фокус (мистификацию), чем поставим под сомнение закон всемирного тяготения. Поэтому при появлении фактов, казалось бы фальсифицирующих хорошо проверенную теорию, в первую очередь выдвигается предположение об ошибочности эксперимента. Лишь при накоплении достаточно большого массива фальсифицирующих теорию фактов можно говорить о необходимости отказа от теории или кардинальном ее пересмотре.

К. Поппер, перефразируя и обобщив хорошо известное замечание Эйнштейна, считает, что эмпирическую науку можно охарактеризовать следующим образом: *в той степени, в которой научное высказывание говорит о реальности, оно должно быть фальсифицируемо, а в той степени, в которой оно не фальсифицируемо, оно не говорит о реальности.*

К. Поппер является почти ортодоксальным приверженцем неортодоксальности и утверждает, что ортодоксальность равносильна смерти познания, так как рост знания зависит исключительно от существования разногласий. Разногласия могут приводить

и к дискуссиям, к рассуждениям и тем самым к взаимной критике, а это, по моему мнению, имеет непреходящее значение. Дискуссия между людьми, взгляды которых имеют много общего, вряд ли будет плодотворной, даже если сами участники считают ее весьма приятной и полезной. В то же время дискуссия между лицами, придерживающимися в корне различных каркасов, может быть в высшей степени плодотворной, даже учитывая то, что она обычно бывает весьма трудной и, *возможно*, не столь приятной, как первая (хотя мы вполне можем научиться наслаждаться ею). Понимаемая таким образом плодотворность дискуссии практически всегда будет зависеть от первоначального несовпадения мнений участников дискуссии. Чем больше эти несовпадения, тем плодотворнее *может быть* дискуссия, конечно, при условии, что, несмотря на утверждения сторонников мифа концептуального каркаса, такая дискуссия не является совершенно *невозможной*.

Обращение к истории развития критической традиции позволяет лучше понять, почему не следует ожидать, что любое критическое обсуждение серьезной проблемы или любая «конфронтация» должны приносить быстрые и окончательные результаты. Истина дается нелегко. Она требует и изобретательности в критике старых теорий, и умения в деле творческого выдвижения новых. Так дело обстоит не только в науках, но и в любой другой сфере человеческого творчества. Серьезные критические дискуссии всегда трудны. В них постоянно вмешиваются нерациональные человеческие элементы. Для многих участников самое трудное в рациональной, то есть критической, дискуссии, забыть то, что в нашем пронизанном спорами обществе знает каждый. Они должны усвоить, что победа в споре – ничто, в то время как малейшее прояснение какой-либо проблемы или ничтожнейшее небольшое продвижение к более ясному пониманию своей или чужой позиции – величайший успех. Чью-либо победу в дискуссии, которая ни в малейшей степени не помогла вам изменить или уточнить свои взгляды, следует рассматривать как полнейшую неудачу. По этой же причине изменения в позициях дискутирующих сторон нельзя производить тайно, а всегда следует их подчеркивать и изучать их следствия.

Завершая конспект работы К. Попера о понятии фальсифицируемости, можно лишь еще раз подчеркнуть, что все предыдущее содержание работы, представляемой читателю, являлось попыткой (пока что неясно, насколько удачной) продемонстрировать возможность фальсификации ряда базовых положений тектоники плит, рассматривая их совместимость с основными сведениями (эмпирическими!) о геологическом строении и океанов и континентов. Еще раз при этом хочу подчеркнуть, что речь не шла о сопоставлении концепций – геосинклинально-платформенной, например, и тектоники

плит или фиксизма (условного) и мобилизма, а рассмотрение касалось эмпирического материала по геологии и его соответствия *одной* концепции – концепции тектоники плит. И результат такого сопоставления, по мнению автора, в меру использованного материала позволяет полагать, что концепция тектоники плит находится в противоречии с основными сведениями о геологии и континентов и океанов. Можно также предполагать, что малопродуктивно в современных океанах искать подобие геосинклинальным – подвижным поясам фанерозоя и, как было показано ранее, тем более искать там подобие докембрийской истории развития, еще раз подтверждая авторский тезис «о трех НЕ в геологии» – неравновесности, нелинейности и необратимости геологического развития. Все может сводиться к предположению, что развитие современных океанов – один из последовательных этапов развития Земли, и это развитие происходит по-разному в докембрии, палеозое, мезозое и кайнозое, и история развития континентов и океанов – параллельна на разных этапах развития Земли. На сегодняшний день эти истории, по мнению автора, пересекаются в мезозое – во время формирования больших изверженных провинций, пассивных окраин континентов и рифтогенеза – мезозойского и в особенности кайнозойского. В связи с этим представляется крайне перспективной проблема сопоставления новейшей тектоники континентов и современных океанов, основы которой заложены сегодня сведениями о непрерывном прослеживании разломных структур океанов в сопредельные континенты.

В качестве иллюстрации отдельных положений К. Поппера об ортодоксальности, которая равносильна смерти познания, так как рост знания зависит исключительно от существования разногласий, автор считает вполне уместным привести здесь некоторые материалы, содержащиеся в книге «Труды и дни. Владимир Владимирович Белоусов (1907–1990)», изданной к столетию со дня рождения В. В. Белоусова в 2007 г. его ученицей Лидией Ивановной Иогансон [Иогансон, 2007]. Знакомство с этими материалами показывает методы внедрения в отечественную геологию базовых положений тектоники плит, и здесь отчасти намечается ответ на вопрос: ***как случилось, что континентальная геология, имеющая за плечами многие десятилетия, практически без борьбы (за редкими исключениями) сдала свои позиции тектонике плит, пришедшей «со стороны» – из океанов?***

«В газете «Известия» от 14 февраля 1980 г. опубликован перечень работ, допущенных к конкурсу на соискание Ленинских премий 1980 г. В перечне под № 6 значился цикл работ В. В. Белоусова. В этот цикл включены две монографии В. В. Белоусова: «Основы геотектоники» (Недра, 1975) и «Эндогенные режимы материков» (Недра, 1978).

В своем отзыве на работы В. В. Белоусова академик Косыгин Ю. А. писал: «... Здесь мне хочется обратить внимание членов Комитета по Ленинским премиям и Государственным премиям на создавшуюся в геологии, в частности в тектонике, ситуацию... Само собой разумеется, что отстаивая ту или иную концепцию, имея в виду, что обе концепции (имеются в виду концепция фиксизма и мобилизма) основаны на гипотезах, т. е. недостаточно тверды, надо относиться с уважением и спокойствием к сторонникам противоположной концепции; только тогда сотрудничество ученых, придерживающихся разных взглядов, может быть плодотворным. Однако не всегда бывает так. Иногда проявляется непримиримость, некая такая оголтелость. Вот, например, недавно, вне всякой связи с этой рецензией и еще задолго до того, как мне прислали работу В. В. Белоусова, я беседовал с одним геологом, профессором Т., сторонником мобилистических взглядов? Речь случайно зашла о достоинствах трудов В. В. Белоусова; я как раз говорил о логической стройности его работ и о его огромной научно-организационной роли в мировом масштабе, о его всемирной и заслуженной известности. Мой собеседник сказал, а вернее вскричал: «Так он же фиксист!» – при этом скорчил такую рожу, как будто речь шла о жабе или ядовитом пауке. Факт как будто мелкий и не имеющий сам по себе значения, но за ним скрывается чрезвычайно неприятное, вредное и довольно широко распространенное явление, которое можно назвать «агрессией мобилизма» и которое может помешать присуждению претенденту заслуженной им Ленинской премии» (цитируется по рукописи архивов В. В. Белоусова).

Ю. А. Косыгин не ошибся. Академик А. Л. Яншин направил письмо в Комитет по Ленинским и Государственным премиям СССР в области науки и техники при Совете Министров СССР, в котором писал:

«Считаю необходимым обратить внимание Комитета по Ленинским и Государственным премиям и его геологической секции на то обстоятельство, что присуждение Ленинской премии за эти две работы вызвало бы величайшее недоумение в широких кругах советских и зарубежных геологов, потому что их автор совершенно отрицает горизонтальные движения блоков или плит земной коры и отрицает или старается не замечать огромное количество фактов, которые давно уже стали достоянием широких кругов научной общественности... За рубежом, как в капиталистических, так и в социалистических странах, геологи с недоумением читают работы В. В. Белоусова и удивляются тому, что в Советском Союзе можно публиковать книги, в которых игнорируются фактические данные, собранные сотнями геологов и геофизиков. В Советском Союзе взгляды В. В. Белоусова, кроме подчи-

ненных ему сотрудников Института физики Земли, разделяют, насколько мне известно, только два геолога: П. М. Сычев в Южно-Сахалинске и М. М. Кухтиков в Душанбе. При таких обстоятельствах награждать работы В. В. Белоусова Ленинской премией означает показать всему миру, что в Советском Союзе признают высшим достижением научной мысли давно устаревшие представления, по существу, никем не разделяемые и опровергнутые огромным количеством фактических данных в самых разных областях геологии и геофизики. Замечу, что обе представленные на соискание Ленинской премии работы В. В. Белоусова опубликованы в издательстве «Недра». В академическом издательстве «Наука», где рукописи представляемых авторами работ подвергаются более тщательному рецензированию, они опубликованными быть не могли» (А. Л. Яншин. Из неопубликованного. М.: Наука, 2003. С. 328, 330–331). Ленинскую премию В. В. Белоусову не присудили.

Позднее В. Е. Хаин, поддержавший кандидатуру В. В. Белоусова при выдвижении его кандидатом на Ленинскую премию, писал: «Кандидатура В. В. Белоусова для избрания в академики выдвигалась неоднократно, но всякий раз безуспешно. С моей точки зрения, В. В. надо было избрать в академики еще в 60-е годы или в начале 70-х. Тогда его кандидатуру академики проваливали не из научно-идеологических соображений, а просто из нежелания иметь дело на равных со столь сильной фигурой. Я в этом плане сочувствовал и симпатизировал В. В. Белоусову. Но позднее мое отношение к этому вопросу стало меняться. Я начинал понимать опасения тех, кто боялся, что В. В. может занять место академика-секретаря отделения и в этом качестве начать прямо или косвенно давить на инакомыслящих. Сходные мысли возникли и по поводу выдвижения трудов В. В. Белоусова на Ленинскую премию. Эти труды, безусловно, гораздо больше заслуживали столь высокой награды, чем получившая ее позднее «Тектоника» Ю. А. Косыгина. Но в сложившихся условиях присуждение В. В. Белоусову Ленинской премии, как и его избрание в академики, могло быть истолковано в нашей стране, да и за рубежом, как официальное одобрение его антимобилистской позиции и воспринято руководителями многих научных учреждений, особенно на периферии, как основание для гонения на сторонников плит. Поэтому я мог понять мотивы выступления А. Л. Яншина на президиуме Комитета по Государственным и Ленинским премиям, сорвавшего уже, казалось бы, предрешенное присуждение Ленинской премии В. В. Белоусову» (В. Е. Хаин. Из воспоминаний геолога. 1997. С. 105).

В связи с позицией, занимаемой В. В. Белоусовым в отношении тектоники плит, наиболее сдержан комментарий В. Б. Харланда (W. B. Harland, Кембридж), который также заимствован из уже упоминавшейся книги «Труды и дни. Владимир Владимиро-

вич Белоусов (1907–1990)». В журнале *Geological Magazine* (Великобритания) за 1983 год № 120 (3) опубликована рецензия В. Б. Харланда (Кембридж) «Геотектоника в СССР» на перевод книги В. В. Белоусова «*Geotectonics*». В. Б. Харланд, наряду с изложением материала монографии, высказывает свои соображения о научном, в данном случае, «геотектоническом мышлении» в СССР и его отличии от западного мышления. Именно в этом В. Б. Харланд усматривает главную задачу своей статьи. В частности, он пишет: «Из сравнительного прочтения советских и западных работ становится очевидным, что существует заметное различие в стиле изложения, которое, по-видимому, проистекает отчасти из организации образовательных и исследовательских учреждений, но отчасти из более глубокого способа мышления. Хотя Белоусов, вполне естественно, представляет свои взгляды в качестве мейн-стримных в русской и советской геотектонической мысли, но принять их за таковые было бы несправедливо по отношению к советской науке. В несколько легковесной характеристике советской науки о Земле Wood (1980) жестко критикует систему в целом и Белоусова в частности за негибкость и даже политический контроль. В таком же поверхностном ответе Монин и Сорохтин (1981) заявляют, что плитная тектоника не просто хорошо развивается в Советском Союзе, но, возможно, даже превосходит своими достижениями западные. Истина редко так просто вычисляется, как здесь, цитированием около 1000 источников, которые упоминают авторы в поддержку своего заявления. Монин и Сорохтин сурово упрекают Wood (1980) за внесения элемента холодной войны в научные споры, справедливо подчеркивая, что мы относимся к единому научному миру. К этому можно упомянуть событие, которому я был свидетелем на заключительной сессии Международного Геологического конгресса 1968 г. в Праге, когда на улицах города были советские танки, а в глазах русских геологов – слезы. Дискуссии по поводу тектоники плит, как известно, происходят не между нациями или институциями, но часто внутри институций между теми же людьми. Белоусов, конечно, высмеивал с удовольствием плитную тектонику, как будто играл в пьесе, смысл которой он знал один, и в которой главная роль принадлежала ему. Кто знает, что он думает на самом деле?»

Однако задача этой статьи не в оценке того, насколько советская тектоника является антиплитовой. Различные взгляды сосуществуют и в СССР, как это видно на примере плитотектонических реконструкций, использующих палеомагнитные данные, Городницкого, Зонненшайна и Мирлина (1978). Другой официальный пример виден в работе Пейве и др. (1980). Для меня интерес в этой книге представляют не сами взгляды, но способ их выражения, потому что подобный стиль является общим для

многих советских авторов, а эта работа его полностью выражает. На первом месте – подавляющий объем данных – обычно количественных – мощности, глубины, состав или другие параметры на многочисленных примерах. На первый взгляд, предприняты анализ и обобщение. Это хорошо. Предпринята также попытка отделить механизм от описания. Но после этого вступает в силу критическое различие от типичного западного изложения. Западная научная процедура в идеале разрабатывает модель и проверяет ее допущениями, противоречащими наблюдениям. Позитивная гипотеза для того, чтобы быть действительно научной, должна быть построена так, чтобы быть способной сфальсифицированной подобной проверкой. Существенное взаимодействие между отчетливо сформулированной гипотезой, с одной стороны, и наблюдениями как свидетельствами, с другой, не так выразительны в большинстве русских текстов. Описательная стадия громадна и впечатляюща, но следует собственной логике. Закономерности открыты, и наблюдения описаны в соответствии с концепцией, которая по большей части является интерпретацией. Поэтому в начале большинство представленных данных заявлено уже в идеологических терминах, которые мало имеют общего, но показывают, что данные поддерживают закономерности и что раскрыта внутренняя необходимость. Дальше уже не встает вопрос, был ли подходящим описательный метод – он удостоверен или принят и затем случайно поддержан фактом, что так много данных ему соответствует. Постороннему наблюдателю кажется, что это происходит из того, что данные были организованы так с самого начала. Во всех этих упражнениях нет реальной проверки модели – здесь нет реальной проверки вообще – как будто бы задать какой-нибудь вопрос было бы признанием слабости доктрины. Элементы гипотезы в третьей части книги, похоже, добавлены как последующие раздумья к основному тексту без приглашения конфронтации с ним. Поэтому основная часть книги отличается скорее авторитарностью или пристрастностью, чем научностью в смысле, обозначенном выше.

В большинстве советских работ проявляется тенденция оправдать описательные модели и обобщения, как будто принцип установлен. Это ведет к уменьшению свободных обсуждений данных, которые частично уже интерпретированы. После этого происходит вторичная интерпретация, которая используется в дискуссиях, и не включенные факты отчасти теряются. Описание становится чем-то вроде неустановленных гипотез.

Для всех нас характерна психологически оправданная тенденция к безопасности, определенности или защиты от дискомфорта сомнения; отчасти это реликт старой схоластической традиции в Европе, когда авторитет находили в Библии или в Церкви,

у классиков или в школе, а теперь – в институции ли, в моде (даже в моде, которая диктует нешаблонность). Однако вернемся к «Geotectonics» Белоусова; это – изображение в миниатюре классической русской традиции, и это стоящий английский текст большого ученого. Но если английский перевод направлен на то, чтобы распространять его употребление широко в мире как учебник для студентов, тогда он принесет мало пользы и больше вреда и в не меньшей степени репутации советской науке» (Geological Magazine. 1983. Vol. 120, no. 3. Pp. 305–310).

Автору представляется, что комментарии к приведенным цитатам совершенно излишни, и ответ на поставленный вначале вопрос также представляется очевидным.

Концептуальный каркас. К. Поппер [2004] пишет о том, что по мнению ряда ученых, все мы живем в своего рода интеллектуальной тюрьме, стены которой возведены структурными правилами нашего языка. К. Поппер готов принять эту метафору, хотя следовало бы добавить, что это очень странная тюрьма, поскольку обычно мы не признаем факт своего заключения. Осознавать это мы начинаем только при столкновении культур. Однако в таком случае само это сознание позволяет при желании разорвать тюремные оковы, поскольку мы вполне можем выбраться из заключения при помощи изучения нового языка и сравнения его с нашим собственным. В результате мы оказываемся в новой тюрьме. Однако она будет значительно больше и просторнее, и мы, как и прежде, не будем страдать от своего заключения. Если же оно начнет причинять нам страдания, то в наших силах предпринять критическое исследование нашей тюрьмы и таким образом вновь разрушить ее и создать еще более просторную тюрьму. Наши тюрьмы – это наши каркасы. И все те, кому не нравится пребывание в тюрьме, будут противостоять мифу каркаса. Они будут приветствовать дискуссию с партнером, который явился из другого мира и принадлежит к другому каркасу, поскольку такая дискуссия предоставляет им возможность обнаружить до тех пор незримые оковы, разбить эти оковы и тем самым выйти за пределы самих себя. Это разрушение нашей тюрьмы, конечно, происходит не по шаблону; оно может быть только результатом критических усилий, или, иначе говоря, творческих усилий. Иначе говоря, мы вообще не можем быть абсолютно свободны. Однако мы способны постепенно расширять нашу тюрьму и, по крайней мере, преодолеть ограниченность того, кто держится за свои оковы

Сторонники такого рода теории без труда смогли обнаружить, что при нормальных условиях ученые связаны между собой тесным сотрудничеством и дискуссиями. Тогда они стали доказывать, что возможность такого положения дел вытекает из того факта, что ученые обычно действуют в рамках общего концептуального каркаса, следо-

вать которому обязался каждый из них. По мнению К. Поппера [2004] каркасы такого рода тесно связаны с теми образованиями, которые Мангейм называл «тотальными идеологиями». Периоды, во время которых ученые соблюдают свою верность каркасу, рассматриваются как типические. Это периоды «нормальной науки». Ученые же, которые работают описанным образом, признаются «нормальными учеными».

Наука, понимаемая в таком смысле, противопоставляется науке в периоды кризиса или революции. Это периоды, во время которых данный теоретический каркас начинает трещать по всем швам и в конце концов разваливается. Тогда он заменяется новым. При этом предполагается, что сам переход от старого каркаса к новому следует рассматривать как процесс, который должен изучаться не с точки зрения логики (поскольку такой переход по существу своему ни в целом, ни в основном, не является рациональным), а с точки зрения социологии и психологии. В таком случае при переходе к новому теоретическому каркасу наблюдается даже нечто похожее на «прогресс». Однако этот прогресс вовсе не состоит в приближении к истине, а сам переход не направляется рациональной дискуссией по поводу относительных достоинств конкурирующих теорий. Дискуссия не может направлять этот переход, так как действительно рациональная дискуссия представляется невозможной вне установленного концептуального каркаса. Вне общего каркаса нельзя даже вообразить возможность достижения согласия по поводу точки отсчета «достоинств» теории. Некоторые приверженцы рассматриваемой концепции даже считают, что и об истине мы можем говорить только относительно какого-либо каркаса. Таким образом, рациональная дискуссия невозможна, если смене подлежит сам концептуальный каркас. Здесь и кроются причины того, что два каркаса – старый и новый – иногда считаются *несоизмеримыми*.

Признание несоизмеримости каркасов может быть подкреплено и дополнительными основаниями, например, следующего типа. Каркас может мыслиться не только как состоящий из «господствующей теории», а и как включающий некоторые психологические и социологические сущности. Он состоит из господствующей теории и того, что может быть названо *способом видения вещей в соответствии с господствующей теорией*, который иногда включает даже мировоззрение и образ жизни. Соответственно, такой каркас представляет собой социальную связь между его приверженцами, сплачивает их, в значительной степени подобно церкви, политическим или художественным убеждениям, идеологиям.

К. Поппер [2004] подчеркивал, что даже наблюдения и сообщения о наблюдениях находятся под властью теорий или, если предпочесть другой термин, под влиянием концептуального каркаса. Действительно, неинтерпретированных наблюдений, наблю-

дений, не пропитанных теорией, вообще не существует. Именно метод науки, метод критической дискуссии предоставляет нам возможность превзойти не только приобретенные под влиянием культуры, но даже и врожденные концептуальные каркасы. Этот метод не только позволил нам выйти за рамки ограниченных возможностей наших чувств, но и дал нам возможность частично превзойти врожденную склонность рассматривать мир как универсум дискретных вещей и их свойств. Уже со времен Гераклита появлялись революционеры, учившие нас, что мир состоит из процессов, а отдельные вещи являются таковыми только по видимости – в действительности они представляют собой процессы. Все это показывает, каким образом критическая мысль может подвергнуть сомнению концептуальный каркас и превзойти его, даже если он коренится не только в нашем конвенциональном языке, но и в самой генетике, то есть в том, что можно назвать самой человеческой природой. Однако даже эта революция не выдвинула теорию, которая несоизмерима со своей предшественницей, поскольку основная задача данной революции заключалась именно в том, чтобы объяснить старую категорию объектности, «вещности» при помощи теории большей глубины.

Таким образом, можно провести логическую границу между *ошибочным методом критики* и *правильным методом критики*. *Ошибочный метод критики* начинается с вопроса: каким образом мы можем обосновать или оправдать наш тезис или нашу теорию? Тем самым он ведет к догматизму, бесконечному регрессу или к релятивистской концепции рационально несоизмеримых каркасов. В противоположность этому *правильный метод* критической дискуссии начинается с вопроса: каковы следствия нашего тезиса или нашей теории? Все ли они приемлемы для нас? Правильный метод критики состоит в сравнении следствий различных теорий (или, если угодно, различных концептуальных каркасов) и попытках обнаружения, какие из конкурирующих теорий или каркасов имеют предпочтительные для нас следствия. Этот метод, следовательно, сознательно учитывает погрешимость всех наших методов и пытается заменить все наши теории лучшими. Это, без сомнения, трудная, но тем не менее выполнимая задача. Подведем итоги. Концептуальные каркасы, подобно языкам, могут выступать как барьеры; но чужой концептуальный каркас, так же как чужой язык, не является абсолютным барьером. И так же? как прорыв языкового барьера – нелегкое, но зато крайне благодарное занятие, которое обещает вознаградить наши усилия не только расширением интеллектуального горизонта, но и ни с чем не сравнимым удовольствием, так и прорыв барьера концептуального каркаса несет в себе те же возможности. Прорыв подобного рода всегда является открытием для нас, но он может оказаться открытием и для науки.

Закljučая рассмотрение положения К. Поппера [2004] о концептуальном каркасе на столь оптимистичной ноте, нельзя тем не менее разделять его оптимизма касательно современного противостояния геодинамических концепций, заметив при этом, что это противостояние отнюдь не способствует развитию сопредельных геологических отраслей и в первую очередь металлогении. К этому следует добавить замечания двух авторитетных специалистов по геологии континентов (В. В. Белоусов) и геологии океанов (Г. Б. Удинцев), оценивающих каждый по своему, но похоже и позитивно, будущее развитие концептуальных построений в геологии.

Из монографии В. В. Белоусова «Основы геотектоники», вышедшей в 1989 г. о новой глобальной тектонике: *«Вынося отрицательное заключение по существу новой глобальной тектоники, мы все же будем судить ее менее строго, если отнесемся к ней не как к окончательному решению стоящих перед науками о Земле проблем, а как к рабочей гипотезе, примерно того же ранга, как предшествующие и сопутствующие ей иные общие геотектонические воззрения. Ведь и другие гипотезы так же не сумели пока справиться со всеми задачами и не дали полного и окончательного ответа на вопросы строения и развития тектоносферы»* (с. 368).

Из статьи В. В. Белоусова «Тектоника плит и тектонические обобщения», опубликованной посмертно в журнале «Геотектоника» [1991, с. 12]: *«Автор полагает, что, стремясь к обобщениям в науках о Земле, надо отдавать себе отчет в полной невозможности сформулировать сейчас обоснованную причинно-следственную теорию развития Земли и даже отдельно земной коры. Можно постепенно приблизиться к построению глобальной теории земных недр. Однако много поколений исследователей сменится прежде, чем такая теория будет создана».*

Вот каким видится будущее развитие концептуальных основ геологии Г. Б. Удинцеву: *«Рациональное зерно существующих в настоящее время концепций несомненно будет использовано, а выявляемые противоречия между наблюдаемыми фактами и гипотезами получат разрешение в новых вариантах таких концепций. Процесс познания бесконечен, и приближение к истине в ходе научных исследований на каждом шагу оказывается не только доказательством правоты той или иной гипотезы, но и опровержением как остальных гипотез, так и части подтверждаемой гипотезы. Если на одном этапе исследования гипотеза помогает объяснению наблюдаемых фактов, то на следующем этапе роль фактов и гипотезы неизбежно меняется: уже факты помогают совершенствовать гипотезу, а затем и отвергнуть ее, создавая новую. Роль гипотезы в этом процессе – помочь обобщению фактов, выявлению закономерностей природных явлений, а затем дать возможность наметить направление*

дальнейших исследований. Задача исследователя – используя рабочую гипотезу найти закономерную связь явлений и понять сущность природных процессов, применяя эти закономерности в практических целях. Выявив же несоответствие фактов гипотезе – искать новую, не придавая догматического значения старой и не допуская возрастания противоречий между рабочей концепцией и наблюдаемыми фактами» [Удинцев, 1987, с. 215].

Прежде чем приступить к изложению заключения, автор считает необходимым привести определения (по электронной энциклопедии «Википедия») содержательной части терминов «фиксизм, мобилизм, историзм».

Фиксизм (от лат. *fixus* – твердый, неизменный закрепленный) – научное направление в геологии, концепция, исходящая из представлений о фиксированном, неизменном положении континентов на земной поверхности. Согласно концепции фиксизма, решающая роль в развитии земной коры отводится вертикальным движениям. В рамках фиксизма отрицаются положения о возможности крупных горизонтальных перемещений континентальных масс (составляющие основу противоположной концепции – мобилизма). Допускаются горизонтальные перемещения лишь небольших участков земной коры и лишь на незначительные расстояния – до нескольких десятков километров. Даже эти перемещения трактуются как результат воздействия вертикальных движений. Возникновение океанов рассматривается как результат опускания континентальной земной коры и ее превращения в океаническую, более тонкую. Этот гипотетический процесс получил название базификации.

Фиксистские представления были распространены в геологической науке в 30–50-е годы XX века. С 1950-х годов началось интенсивное изучение океанического дна, были открыты закономерности в распределении осадков на дне океанов, срединно-океанические хребты и линейные магнитные аномалии. Эти открытия выявили отличия океанической коры от континентальной и показали недостаточность фиксистских теорий, особенно в части происхождения океанов. С середины 1960-х годов получила признание мобилистская концепция тектоники плит и мобилистские идеи заняли господствующее положение в геологии. Однако и на этапе господства мобилизма некоторые исследователи сохраняли приверженность фиксизму. Среди них можно назвать известного советского геолога В. В. Белоусова (1907–1990), который придерживался фиксистских представлений до конца своей жизни.

Мобилизм – научное направление в геологии, концепция, допускающая значительные (до тысяч километров) горизонтальные перемещения участков земной коры или литосферы, в том числе континентов. Существует несколько мобилистских гипотез

и теорий. В их число входит широко известная и в настоящее время практически общепринятая теория тектоники плит. Противоположная мобилизму концепция, отрицающая крупные горизонтальные перемещения участков земной коры и литосферы, называется фиксизмом.

Историзм – принцип рассмотрения мира, природных и социально-культурных явлений в динамике их изменения, становления во времени, в закономерном историческом развитии, предполагающий анализ объектов исследования в связи с конкретно-историческими условиями их существования.

Прежде чем комментировать приведенные выше термины, следует обратить особое внимание на соотношения эмпирической и теоретической составляющей в мобилизме и фиксизме. Для этого следует еще раз воспроизвести цитату из работы об идеях теоретической геологии последовательных сторонников мобилизма (И. И. Абрамович и др., 1984): «Теоретическая компонента науки, таким образом, противопоставляется области эмпирического знания, включающей сбор, обработку фактического материала с построением индуктивных моделей и установление различного типа закономерностей. Надо сказать, что эмпирический, описательный подход в течение долгого времени, вплоть до конца 60-х годов текущего столетия, отчетливо доминировал в геологии. Все построения, базирующиеся на геосинклинальной концепции, по существу представляют собой результат эмпирических обобщений или не глубоких *ad hoc* гипотез. По этой причине они здесь не рассматриваются. <...> В проводимом анализе авторы при прочих равных условиях отдавали предпочтение тем идеям, которым с достаточным основанием может быть приписан статус теоретического построения».

В противовес этому высказывание не лишне привести цитату из работы В. И. Вернадского «Размышления натуралиста»: «В 1926 году я пытался обосновать, что в основе естествознания лежат только научные эмпирические факты и научные эмпирические обобщения. Я оставлял в стороне научные гипотезы, которые всегда имеют временное существование и имеют меньшую достоверность, чем научные факты и научные эмпирические обобщения. С ходом времени по мере роста науки область эмпирических фактов и эмпирических обобщений увеличивается. А область научных гипотез должна уменьшиться» [Вернадский, 1957. с. 69].

Сопоставление этих цитат достаточно отчетливо высвечивает различие в подходах к «идеям, которым может быть приписан статус теоретического построения» – в нашем случае речь идет о тектонике плит (мобилизме) и «научным фактам и научным эмпирическим обобщениям», к которым могут быть отнесены, конечно не

во всем совершенные, построения геосинклинально-платформенной концепции (фиксизм).

Историзм в соответствии с приведенным выше его определением во многом соответствует рассмотренным выше авторским «трем НЕ в геологии» – направленности, необратимости и нелинейности развития геологических процессов развития Земли. Принцип нелинейности развития соответствует синергетической «стреле времени» И. С. Пригожина [2001]. Но, пожалуй, наиболее важным в понятии историзма является историко-геологический принцип, лежащий в основе процессов картирования и составления геологической карты, которая в графическом образе последовательно и систематически объединяет сведения о стратиграфии, биостратиграфии, литологии, тектонике (пликативной и дизъюнктивной), магматизме, метаморфизме, располагая их в легенде к карте традиционно в возрастной – историко-геологической последовательности. Процесс составления геологической карты – эмпирический и по существу своему инвариантен к каким-либо концептуальным построениям и ограничен лишь правилами геологического или специализированного картографирования, сложившимися в континентальной геологии в течение почти полутора столетий. Следует заметить, что здесь речь идет только о геологической карте, а отнюдь не о ее «производных» – тектонической, металлогенической, которые в силу своей природы строятся по концептуальному принципу или по принципу концептуальных предпочтений составителя карт. Сразу же необходимо отметить, что к 60-м годам прошлого века – времени стремительного распространения концепции мобилизма – тектоники плит – школа континентальной геологической картографии насчитывала почти полуторавековой опыт геологического картографирования, в то время как тогда, а практически и сегодня, не создана сопоставимая с континентальной школа геологической картографии океанов. Отечественной школой геологической картографии, зародившейся в стенах Геолкома – ВСЕГЕИ, накоплен гигантский опыт картографирования в процессе создания Государственной геологической карты масштабов 1 : 200 000 и 1 : 000 000, а также сводных и обзорных геологических карт мира, СССР, России и международных геологических карт Центральной Азии и Арктического региона. Вполне к месту привести здесь цитату из заметки В. В. Белоусова «Геолком», опубликованной в разделе «О себе» в книге «Владимир Владимирович Белоусов»:

«Вместе с массовостью геологических исследований менялась и их сущность. Геологическая съемка из того светлого дела, которому специалисты посвящали всю свою жизнь вплоть до самых преклонных лет, из вдохновенного искусства разговаривать с Землей превращалась в рутину, в ремесло, подчиненное инструкциям и нормам.

И наиболее творческая или просто стремящаяся к большей индивидуальной свободе часть геологов стала уходить от съемки к сугубо тематическим исследованиям – петрографическим, стратиграфическим, тектоническим. Произошло отделение главной фактической основы от мысли, от обобщений. Все-таки региональная геология, геологическая карта – всегда была и остается основным источником фактического материала для надежных заключений о строении земной коры, об истории и, в конце концов, о закономерностях ее развития. Съемка, при которой ничего нельзя упустить, дисциплинирует геолога, заставляет его видеть все – и то, что он потом использует при своих заключениях, и то, что он потом не использует, – но про то, что он этот материал не использует, он еще не знает. Поэтому и риск потерять то, что потом будет необходимо, минимален.

При тематической работе все иначе. Как бы объективен ни был геолог, но, приступая к тематическим исследованиям, он, пусть не осознанно, уже предвидит хотя бы контуры будущего своего решения. Если бы он не рассчитывал на определенное решение, едва ли он предпринял бы эту работу. И этим предположительным решением, вольно или невольно, диктуется то, какой именно материал он собирает, какой считает полезным, а какой оставляет без должного внимания. Здесь в значительной степени и кроется источник тех чересчур частых разногласий между геологами в таких теоретических вопросах, которые, казалось бы, давно должны были быть решены. Просто, изучая одно и то же явление, один геолог придавал значение одним особенностям геологического строения, а другой – другим. А геологическая среда столь сложна, что, чуть изменив угол зрения, можно увидеть ее совсем в другом облике.

Все-таки старое правило – сперва составь карту и только потом теоретизируй – имело под собой разумное основание. Взаимоотношение между геологической практикой и геологической теорией особенно обострилось в последнее десятилетие, как одно из следствий (хотя это и парадоксально) научно-технической революции. На эту тему нам еще придется поговорить» [Белоусов, 1989, с. 250–251].

Комментарии к этому фрагменту не требуются, он актуален и сегодня, хотя написан В. В. Белоусовым достаточно давно. Сегодняшняя ситуация усложняется тем, что на основе геологических карт различного масштаба, выстроенных по историко-геологическому принципу, создаются многочисленные их «производные» – тектоническая, закономерностей размещения полезных ископаемых, прогнозно-минерагеническая и пр., каждая из которых, и в особенности тектоническая (геодинамическая сегодня), выстраивается на основе принципов, иногда в значительной мере удаленных от историко-геологических – эмпирических принципов составления самой

геологической карты. И вот здесь, по мнению автора, пролегает демаркационная линия, которая разделяет сторонников эмпирических методов геологических исследований в области континентальной геологии и картографии и сторонников «построения индуктивных моделей и установления различного типа закономерностей» (см. выше), иными словами – «фиксистов» от «мобилистов».

Авторский опыт участия в составлении «Геолого-минерагенической карты мира м-ба 1 : 15 000 000» (гл. ред. Л. И. Красный) показал, что при тектоническом районировании и континентов, и океанов не оказалось возможным использовать ни геосинклинально-платформенную концепцию, ни концепцию тектоники плит. Принцип районирования оказался безальтернативно совместим в данном случае с концепцией геоблоковой делимости Л. И. Красного [1984], в которую могли быть интегрированы и в ней сосуществовать и геосинклинально-платформенная, и плито-тектоническая концепции. Все это может быть свидетельством того, что эти две концепции применительно к задачам тектонического и минерагенического районирования в глобальном и надрегиональном масштабах не обладают достаточным для этого информационным ресурсом. Весьма показателен тот факт, что во многих горнопромышленных регионах совмещение в пределах одного месторождения (рудного поля) разновозрастного и разнотипного оруденения определяет необходимость длительного нахождения этого месторождения в фиксированном геологическом пространстве (фиксированном положении), что вступает в противоречие с горизонтальными перемещениями фрагментов коры. Вполне к месту привести здесь некоторые цитаты из работ А. Д. Щеглова (1995) касающиеся уже упоминавшейся нелинейности геологии в целом и металлогении в особенности.

А. Д. Щеглов(1995) отмечал: «В металлогении основные положения о нелинейном характере развития рудных процессов в земной коре все еще во многом «блокируются» старыми представлениями о том, что рудные процессы всегда происходят последовательно, от одной стадии развития к другой, что эволюционный путь формирования месторождений в пространстве и времени земной коре единственный и всегда линейно закономерен. Определенный заслон идеям нелинейной металлогении поставлен представлениями гипотезы тектоники плит, превратившей геологическую науку, обладавшую еще в недавнем прошлом высоким творческим потенциалом, в ремесленничество, пусть даже и высокого класса, но для которого прежде всего ценны шаблон и палетка как главные инструменты научного познания» [Щеглов, 2007, с. 296]. Известна схема Ю. А. Билибина, показывающая особенности развития эндогенной минерализации в геосинклинально-складчатых поясах, когда каждому определен-

ному этапу их развития соответствует строго определенный комплекс месторождений. Она отражает линейный характер отношений, которые в природе появляются в значительно более сложном виде. Последнее обстоятельство имеет очень большое значение для познания нелинейного характера геологических процессов и полностью соответствует одной из важнейших особенностей развития нелинейных систем. Она заключается в нарушении «принципа суперпозиции», когда результат каждого из воздействий (процессов) в присутствии другого оказывается не таким, каким он был бы, если бы другое воздействие отсутствовало. Такая особенность нелинейных систем свойственна рудным процессам и металлогении. Хочу при этом еще раз подчеркнуть, что подобного рода замечания по поводу целесообразности, вернее продуктивности использования в металлогении базовых положений тектоники плит, можно было бы продолжить, но не это является главной задачей автора. Существо дела здесь заключается в попытке оценить совместимость этой концепции, равно так же как и геосинклинально-платформенной концепции, с современными данными по геологии и глубинному строению и океанов и континентов. По мнению автора, критерием оценки предпочтительности является все-таки геологическая карта – итог длительного и системного и, что особенно важно, контактного изучения (картирования) ассоциированных в геологическом пространстве и времени не процессов, а пород. Постоянно необходимо подчеркивать, что процесс составления геологической карты безотносителен к каким-либо концептуальным представлениям, и лишь на стадии ее использования в качестве основы карт-производных – тектонической и металлогенической – прогнозно-металлогенической в «дело» активно включаются концептуальные предпочтения составителя карт или инструкций, предписывающих правила и порядок их составления. В этом случае, как уже отмечалось, критериями выбора концептуальных версий могут быть практические – прикладные следствия – результаты, в частном случае, – сначала составления прогнозно-металлогенических карт, а затем оценка результативности прогнозных построений. На сегодняшний день автору неизвестны сравнительные данные по региональному и локальному прогнозированию, проведенному на основе разных концепций – геосинклинально-платформенной и тектоники плит. Личный опыт автора, полученный при составлении листа Госгеолкарты м-ба 1 : 1 000 000 (Лист М-46, Кызыл), без сомнений, показывает предпочтительность построения прогнозной карты на фиксистой основе (в данном конкретном случае построение легенды и анализ карты на «зональной» основе – структурно-фациального районирования). Подтверждением тому служит тот факт, что и геологическая и карта полезных ископаемых, а также прогнозная карта построены исходя из современного залегания геологических

и минерагенических объектов и наиболее полно отвечают запросу «где искать», в то время как геодинамические реконструкции и миграция террейнов вряд ли могут способствовать конкретизации поисковых работ, ориентированных на рациональное решение геолого-экономических задач сегодняшнего дня в определенное время в определенном месте. Таким образом, здесь критерий рациональности следует из фиксированного положения искомого объекта, а в независимости от палеореконструкций его местонахождения в прошлом и предполагаемого расположения зон спрединга, субдукции, размещения реконструируемых активных и пассивных окраин палеоокеанов. Может быть, автор где-то и «сгущает краски», но не намного.

Здесь следует привести развернутую цитату из статьи А. Ф. Морозова, А. Ф. Карпузова, О. В. Петрова: «Вечный спор фиксистов и мобилистов, особенно в металлогеническом аспекте, приобрел особенную остроту среди геологов в конце 80-х годов с изданием Геодинамической карты СССР и прилегающих акваторий масштаба 1 : 2 500 000 (редакторы Л. П. Зоненшайн, Н. В. Межеловский, Л. М. Натапов). Редколлегия журнала в этом споре заняла очень взвешенную позицию, давая возможность отстаивать свои теории как одной, так и другой сторонам. Карты на основе тектоники литосферных плит все чаще стали содержать элементы металлогенической нагрузки, а их авторы пытались отразить на них геодинамические условия или обстановки формирования тех или иных рудных формаций. Необходимо отметить, что формационный анализ в целом и рудно-формационный анализ в частности сыграли значительную роль в познании вещественных комплексов, решении вопросов их корреляции, определении места и роли в истории геологического развития регионов. Проблема не потеряла актуальность и в наши дни. Минерагеническая карта России и сопредельных территорий на геодинамической основе, коллективный труд геологов ФГУНПП «Аэрогеология» под редакцией А. Ю. Егорова и Ю. Н. Роднова, подготовленная к изданию в 2001 г., тематическая серия монографий по металлогении рудно-формационных рядов геодинамических обстановок под редакцией Н. В. Межеловского, А. Ф. Морозова тому подтверждение» [Морозов, Карпузов, Петров, 2003, с. 24–26].

Подводя итоги результатов систематического изучения геологии Мирового океана по результатам международных программ глубоководного бурения, осуществлявшегося по сегодняшний день начиная с 1963 г. в процессе последовательного выполнения программ DSDP, ODP, IODP, можно отметить, что, несмотря на гигантский объем проведенных исследований, изученность геологии Мирового океана ничтожно мала по сравнению с изученностью геологии континентов. Свидетельством высказанного положения отчасти является и то, что каждый или почти каждый рейс и бурение очеред-

ных скважин приносят все новые данные о геологии океанов. Справедливости ради следует подчеркнуть и то, что эти данные отчего-то, несмотря на их доступность в Интернете, не всегда комментируются в отечественной и зарубежной геологической литературе в той мере, в какой они того заслуживают. Личный опыт систематического ознакомления автора с этими данными показывает, что во многом сведения, приведенные в описании керна скважин, пробуренных в различных структурах Мирового океана, вступают в противоречие с базовыми положениями тектоники плит, о чем уже неоднократно говорилось в предыдущих разделах. Частичным объяснением тому может быть и научная «инерция», и откровенное нежелание учитывать те сведения, которые оказываются несовместимыми с базовыми положениями тектоники литосферных плит. Ситуация для сторонников этой концепции усложняется со временем по мере накопления сведений о геологии океанов. Частным примером этого может быть результат изучения «типичного ультранизкоскоростного срединного хребта – хр. Гаккеля», результаты изучения которого, по мнению геологов, его изучавших, определяют необходимость пересмотра парадигмы срединно-океанических хребтов. Такого рода противоречия, вернее их перечень, можно было бы еще продолжить, но все это в совокупности еще раз заставляет обратиться к вопросу: насколько оправданы претензии сторонников мобилизма на ее безальтернативность применительно к фиксизму. Безальтернативность не авторское преувеличение. В подтверждение этого привожу название статьи одного из ведущих отечественных специалистов по тектонике плит И. И. Абрамовича, озаглавившего так статью, опубликованную в журнале «Региональная геология и металлогения» (2005, № 23): «Альтернативы нет! (в связи с публикацией сборника научных статей “Океанизация Земли – альтернатива неомобилизма”)».

В качестве комментариев к этому утверждению хочу привести выдержки из работ авторитетных ученых членов-корреспондентов РАН В. В. Белоусова и Г. Б. Удинцева, не являющихся сторонниками тектоники литосферных плит. При этом хочу обратить внимание на весьма сдержанные формулировки, касающиеся концептуальных противоречий.

О новой глобальной тектонике из монографии В. В. Белоусова «Основы геотектоники», опубликованной в 1989 г.: «Вынося отрицательное заключение по существу новой глобальной тектоники, мы все же будем судить ее менее строго, если отнесемся к ней не как к окончательному решению стоящих перед науками о Земле проблем, а как к рабочей гипотезе примерно того же ранга, как предшествующие и сопутствующие ей иные общие геотектонические воззрения. Ведь и другие гипотезы так же не сумели по-

ка справиться со всеми задачами и не дали полного и окончательного ответа на вопросы строения и развития тектоносферы» [Белоусов, 1989, с. 368].

Вот каким видится будущее развитие концептуальных основ геологии Г. Б. Удинцеву: «Рациональное зерно существующих в настоящее время концепций, несомненно, будет использовано, а выявляемые противоречия между наблюдаемыми фактами и гипотезами получают разрешение в новых вариантах таких концепций. Процесс познания бесконечен, и приближение к истине в ходе научных исследований на каждом шагу оказывается не только доказательством правоты той или иной гипотезы, но и опровержением как остальных гипотез, так и части подтверждаемой гипотезы. Если на одном этапе исследования гипотеза помогает объяснению наблюдаемых фактов, то на следующем этапе роль фактов и гипотезы неизбежно меняется: уже факты помогают совершенствовать гипотезу, а затем и отвергнуть ее, создавая новую. Роль гипотезы в этом процессе – помочь обобщению фактов, выявлению закономерностей природных явлений, а затем дать возможность наметить направление дальнейших исследований. Задача исследователя – используя рабочую гипотезу, найти закономерную связь явлений и понять сущность природных процессов, применяя эти закономерности в практических целях. Выявив же несоответствие фактов гипотезе – искать новую, не придавая догматического значения старой и не допуская возрастания противоречий между рабочей концепцией и наблюдаемыми фактами» [Удинцев, 1987, с. 215].

Вернемся вновь к геологической картографии, рассматривая ее как один возможных критериев оценки состоятельности сосуществующих или чаще противоборствующих концепций фиксизма и мобилизма. История геологического картографирования континентов насчитывает почти полтора столетия. Основные принципы геологического картографирования в течение этого времени уточнялись и совершенствовались, а практически период сводного и обзорного картографирования континентов завершился еще в середине прошлого столетия, когда только появились первые теоретические обоснования концепции горизонтального перемещения континентов и «спредингового конвейера». И тогда, и практически сегодня отсутствуют и слабо разработаны основные положения принципов геологического картографирования Мирового океана, свидетельством чего могут являться современные обзорные карты Мирового океана на многие порядки по степени отработки деталей их геологического строения отстающие от аналогичных карт различных континентов. Сегодня и речи не идет о составлении детальных средне- и крупномасштабных геологических карт фрагментов океанов – той стадии, которая давно пройдена и у нас и за рубежом, и следует отдавать себе отчет в том, какие усилия были затрачены континентальными геологами

для достижения этой цели. И еще раз следует подчеркнуть, что сведения о геологии океанов, полученные в процессе осуществления программ глубоководного бурения в океанах, на наш взгляд, не приближают, а удаляют геологию океанов от разработки принципов геологической картографии океанов на основе концепции тектоники литосферных плит. Все это заставляет задуматься над тем, отчего же данные международного бурения в океанах не столь широко, как того они заслуживают, обсуждаются в геологической литературе, примером чего может быть уникальная скв. 735В в Индийском океане, прошедшая почти на 1500 м вглубь третьего слоя коры океанов. Со времени ее завершения в течение почти двух десятилетий в зарубежной геологической литературе не появилось публикаций о времени и условиях становления и преобразования кристаллических пород этого слоя, хотя и менее значимые проблемы обсуждаются в той же литературе незаслуженно детально. Перечень таких вопросов можно было бы продолжить, но все-таки напрашивается вопрос – а не случайна ли такая тенденция умолчания по отношению к спорным с позиции тектоники плит вопросам?

По мнению автора, сегодня в силу сложившихся обстоятельств основные положения тектоники плит или, вернее геологии и геодинамики современных океанов, во многом не могут или не должны быть использованы в практике геологического картографирования, тектонического и прогнозно-минерагенического районирования разнотипных и разновозрастных подвижных областей молодых и древних платформ континентов. При этом следует учитывать тот факт, что базовые положения тектоники плит, установленные еще в середине прошлого века, требуют основательной корректировки с учетом тех сведений, которые получены в океанах вообще и в процессе осуществления международных программ глубоководного бурения в частности. Еще раз следует повторить, что здесь высказывается авторское отношение к вопросу взаимоотношений геологии океанов и геологии континентов, отчасти обоснованное известными автору сведениями о результатах бурения в Мировом океане и несовместимостью, вернее во многом не полной совместимостью, этих сведений с базовыми положения тектоники плит. По мнению автора, еще не настало время глобальных обобщений по геологии и тектонике океанов, сопоставимых по масштабам с обобщениями, проведенными в позапрошлом и прошлом веках такими корифеями континентальной геологии и тектоники, как: Э. Зюсс, Д. Холл, А. П. Карпинский, Г. Ог, В. А. Обручев, Г. Штилле, Э. Арган, Л. Кобера, С. Н. Бубнов, В. Е. Хаин, Н. С. Шатский, Ю. М. Шейнманн, В. В. Белоусов, Н. П. Херасков, Л. И. Салоп, Л. И. Красный, Т. Н. Спизарский и многими другими. При этом, конечно, нельзя не упомянуть и современников – осно-

воположников геологии и континентов и океанов: Г. Хесса, Д. Вилсона, Р. Дитца, Б. Хизена, И. С. Грамберга, Ю. М. Пушаровского, Г. Б. Удинцева, А. П. Лисицына, Л. П. Зонненшайна. И тем не менее, на взгляд автора, вполне насущно обсуждение сложившейся во многом противоречивой ситуации во взаимоотношениях геологии океанов и геологии континентов и поиски путей не революционного разрешения этой ситуации. На пути таких поисков может лежать первый шаг, который касается вопросов новейшей тектоники континентов и океанов, где, пожалуй, впервые пересекаются пути геологии океанов и геологии континентов, которые расходятся все дальше и дальше по мере движения вглубь геологической истории Земли, подтверждением чему в целом служит положение о направленности, нелинейности и необратимости ее геологического развития. Сегодня основные положения тектоники плит практически господствуют и в геологии океанов, и в геологии континентов, хотя и та и другая «геологии», по мнению автора, вполне заслуживают самостоятельного существования в качестве отдельных научных дисциплин в области наук о Земле с присущими каждой дисциплине объектами и методами исследований. Так сложилось, что содержательные основы этих научных дисциплин – геологии континентов и геологии океанов – оказались «закрытыми» терминологическими ярлыками, не отражающими их сущности, и дискуссии ведутся в большинстве своем по поводу этих ярлыков – фиксизма, мобилизма и пр., а за бортом таких дискуссий остаются базовые положения геологии океанов и геологии континентов. Сегодня, по мнению автора, не представляется создание аргументированной модели, всеобщей как для геологии океанов, так и геологии континентов. Можно предположить, что геосинклинально-платформенная концепция подверглась необоснованному опровержению, так как оказалась не совместима с первыми – предварительными сведениями о строении океанов, которые появились еще в середине прошлого века. Та же судьба, по мнению автора, может ожидать и тектонику плит, базовые положения которой, сформированные в начале нашего века сегодня, оказываются во многом несовместимыми со сведениями о геологии океанов, основанными на результатах осуществления многолетних программ глубоководного бурения в Мировом океане. В порядке подтверждения высказанного положения вполне обоснованным будет взглянуть итоговое резюме, основанное на анализе материалов международных программ глубоководного бурения в Мировом океане и некоторых дополнительных материалах:

1. Аксиома Грамберга: «нет похожих современных океанов» и есть «временные ряды океанов».

2. Наиболее древние осадки (поздний триас – ранняя юра) – каолиновые коры выветривания на метаморфических породах – пассивные окраины (Западная Африка, Фолкленды).

3. Наиболее молодые – мезолит, обитаемый человеком, – Доггерленд (между Англией и Скандинавией), ныне погруженный под водами Северного моря.

4. Первый слой коры океанов – пелагические осадки, ниже которых неритовые карбонатные отложения, далее с перерывом преобладающие субаэральные вулканиты преимущественно базальтового состава.

5. Перерывы в осадконакоплении в пределах первого и на границе первого и второго слоев распространены практически повсеместно, достигая длительности в десятки миллионов лет.

6. Базальты второго слоя в ряде мест пассивных окраин связаны взаимопреходами с континентальными покровными базальтами: наиболее молодые – плато Колумбия, третичные – Брито-Арктическая провинция, Деккан, меловые – Парана и юрские Карру. И те и другие вмещают наземные коры выветривания между чередующимися потоками. В пределах абиссалий океанов и в окраинных частях внутриокеанских поднятий распространены субмаринные излияния. Кроме плато базальтового вулканизма широким распространением пользуются асейсмичные хребты – цепи вулканических построек, позднее превращенные в гайоты. Площади, занятые современными океанами, характеризуются многократным проявлением покровного вулканизма и иной вулканической деятельности (щитовой и после щитовой вулканизм, цепи вулканов). Наиболее молодой Северный Ледовитый океан характеризуется наиболее многократным (от мезозоя до современного) проявлениями вулканизма (NALIP – Центрально-Арктическая большая изверженная провинция).

7. Третий слой – кристаллические полиметаморфические мафиты – амфиболитовая гранулитовая фация – возможно, не имеет «прямых» аналогов в коре континентов, но по ряду признаков близок к мафическим гранулитам основания коры континентов. Соотношения со вторым слоем не установлены. Датированы в широком диапазоне возрастов: от раннего докембрия до фанерозоя.

8. Литосферная мантия океанов (ксенолиты перидотитов в базальтах СОХ, океанических островов (Кабо-Верде), поднятий (Кергелен, Онтонг-Джава) датированы так же, как и мафиты третьего слоя в широком диапазоне возрастов: от раннего докембрия до фанерозоя. Выявляется частичная синхронность событий в мантии океанов и в сопредельных кратонах континентов.

9. Наиболее молодые структуры океанов – рифты океанов – срединно-океанические хребты с фрагментарным или широко распространенным молодым вулканизмом и гидротермальной деятельностью, проявленной независимо от их принадлежности к «медленно- и быстросрединговым». В ряде мест кайнозойские рифты океанов непосредственно сочленяются с рифтами континентов. Окончания океанских рифтов клинообразно «упираются» в окраины континентов (хр. Гаккеля и пассивная окраина Евразии, бассейн Вудларк и Новая Гвинея, бассейн Лау и Новая Зеландия) и характеризуются проявлением активного вулканизма и гидротермальной деятельности.

10. Применительно к современному Мировому океану в целом данные глубоководного бурения не подтверждают фактическим материалом существование процессов доминанты горизонтальных тектонических движений и соответственно спрединга, субдукции. Наоборот, теми же данными зафиксированы результаты вертикальных тектонических движений, выраженные многочисленными перерывами и несогласиями и дифференцированным развитием как отдельных океанов, так и различных внутриокеанических структур: пассивных и активных окраин, «срединно-океанических» и асейсмичных хребтов и их флангов и абиссалий. Базовая тенденция развития современных океанов – направленное их погружение, проседание, океанизация, непосредственно сопряженная с процессами глобального и ареального мантийного базальтового вулканизма.

Таким образом, базовые положения концепции тектоники литосферных плит оказываются несовместимыми с данными глубоководного бурения в Мировом океане.

Авторское видение отдельно геологии океанов и геологии континентов представляется таким, что основой той и другой «геологий» являются в первую очередь традиционные данные полевых геологических наблюдений, которые интегрируются в первую же очередь в геологической карте, а затем в системные разделы стратиграфии, тектоники (пликативной и дизъюнктивной), магматизма, метаморфизма, петрологии, литологии, полезных ископаемых. Все эти разделы в геологии континентов и в геологии океанов различаются рядом специфических особенностей состава и строения, характером пространственно-временных взаимоотношений по-разному проявленных в различных структурах современных океанов и континентов. В океанах (в современном Мировом океане) установлена специфика стратиграфии, тектоники, магматизма и пр. в определенных структурах океанов: срединно-океанических хребтах, островных дугах, пассивных окраинах, активных окраинах, островодужных системах, внутри- и окраинно-океанических поднятиях. При этом своеобразие состава и строения

каждой из перечисленных структур подтверждается данными глубоководного бурения в Мировом океане и находится в полном соответствии с представлениями И. С. Грамберга [2002] о своеобразии геологического строения каждого из современных океанов: Северного Ледовитого, Тихого, Атлантического, Индийского.

Сущность процесса геологического картографирования континентальных подвижных областей и платформ заключалась и заключается поныне в синтезе в геологических картах и легендах к ним сведений по стратиграфии, тектонике, магматизму, размещенных в историко-геологической последовательности. В том же историко-геологическом «ключе» анализируются в дальнейшем последовательные события осадконакопления, магматизма, рудообразования и пр., закономерно распределенные в геологическом пространстве и времени закартированного региона.

Применительно к геологии океанов еще раз подчеркнем, что и в настоящее время в силу ряда объективных причин здесь еще не создана подобная континентальной школе геологической картографии. Существуют лишь обзорные карты Мирового океана и его окраинных морей. На стадии разработки находятся принципы создания легенд к таким картам. Состояние геологической картографии Мирового океана, наверное, соответствует уровню картографической изученности континентов начала прошлого века. Автору неизвестны мелкомасштабные карты каких-либо фрагментов различных океанов, а обзорные карты океанов поразительно напоминают карты молодых платформ континентов или древних платформ, где отчетливо картируются плитные комплексы различного возраста и провинции покровных базальтов, а строение подстилающих их образований и их возраст и сегодня малоизучены. Однако применительно к таким структурам континентов – молодым платформам – уже давно установлены закономерности состава и строения комплексов их основания (фундамента платформ). Во многом сходное с молодыми платформами континентов строение имеют пассивные окраины Мирового океана, но практически ничего не известно о составе и строении подбазальтового третьего слоя океанов в пределах абиссальных равнин океанов и флангов срединно-океанических хребтов. Отчетливый дефицит «контактной» геологической информации о геологическом строении океанов восполняется значительными объемами данных дистанционных – геофизических методов, которые так же, как и на континентах, не всегда трактуются однозначно. И по сей день, несмотря на значительные объемы глубоководного бурения в Мировом океане, не представляется возможным использовать эти собственно геологические данные для разработки схем стратиграфии, корреляции геологических разрезов – внутриокеанической и межконтинентальной, построения унифицированных легенд, корреляции тектонических событий, проявлений маг-

магматизма и пр. Все это объективные свидетельства бесспорного отставания геологического картографирования современных океанов от континентов. Возможно, в силу такого рода обстоятельств история развития океанов – и современных и палеоокеанов – трактуется с иных по сравнению с континентами позиций. Здесь – в океанах используется метод реставрации геодинамических обстановок, напрямую соответствующих геодинамическим обстановкам современных океанов и палеореконструкции таких обстановок, выстраиваемых в последовательные стадии раскрытия и закрытия океанов. Таким образом, в отличие от историко-геологического анализа в континентальной геологии в геологии океанов и палеоокеанов применяется историко-геодинамический анализ последовательного стадийного (цикл Вилсона) развития океанов. И сегодня автору (надеюсь, что и не только ему) остается непонятным, в силу каких причин историко-геодинамический анализ практически окончательно вытеснил историко-геологический анализ в континентальной геологии. Вряд ли целесообразно еще раз пытаться понять причины этого вытеснения и бескомпромиссного использования базовых положений тектоники плит (иначе говоря, геодинамики современных океанов) в геологии континентов. Сегодня автору кажется вполне правомерной постановка и обсуждение этого вопроса, желательно с привлечением широкого круга геологической общественности.

Предварительного обсуждения вполне заслуживает возможное видение «раздельного» существования геологии океанов и геологии континентов. В этой связи с учетом опыта, накопленного автором в процессе подготовки уже упоминавшихся монографий [Блюман, 1998, 2011], представляются вполне обоснованными возможные пути и способы автономного развития геологии океанов. Синтез особенностей стратиграфии, тектоники, магматизма и пр. каждого из океанов, построенный на принципах исторической геологии, а не исторической геодинамики, наверное, позволит более глубоко понять и оценить своеобразие развития каждого океана в исторической, присущей каждому из них последовательности процессов осадконакопления, тектогенеза, магматизма, формирования разнообразных полезных ископаемых. Такая историческая геология океанов будет избавлена от ставшей уже традиционной последовательности стадийности развития океанов (цикла Вильсона), уже давно вступившей в противоречие со сведениями о своеобразии геологического строения и истории современных океанов, большинство которых (Атлантический, Северный Ледовитый, Индийский) не укладываются в прокрустово ложе модели раскрытия океанов, спрединга, субдукции и символического (для современных океанов) их закрытия – коллизии. Можно лишь поражаться тому упорству, с которым сторонники тектоники плит внедряют эту схему в историю развития континентов, не отдавая себе отчета в том, что уже достаточно

давно она входит в противоречие с данными о геологическом строении океанов и полученными и накопленными уже в течение более 40 лет в процессе осуществления международных программ глубоководного бурения в Мировом океане, предпочитая эти новые данные «не видеть, не слышать и не говорить о них».

По существу, можно прийти к следующему заключению, которое, конечно, носит предварительный и личностный – авторский характер. Термины «фиксизм» и «мобилизм» пережили свое время и крайне желательно ограничить или вовсе исключить их использование. Геология континентов и геология океанов, по мнению автора, могут приобрести свободу – автономию в науках о Земле, обогащая по возможности друг друга фактическим материалом, но не концептуальной экспансией. Базовым для той и другой «геологий» может быть принцип историзма, который для океанов рассматривался И. С. Грамбергом [2002] и достаточно традиционен для геологии континентов. Областью, в которой сближаются главные события в геологии океанов и геологии континентов, является новейшая тектоника, и именно с этой области возможно налаживание процесса взаимопонимания между геологией океанов и геологией континентов. По мере удаления вглубь геологического времени, по мнению автора, все дальше и дальше расходятся базовые положения геологии континентов и океанов. Причем эти расхождения носят не только глобальный, но и региональный характер, и выражаются в истории геологического развития отдельных континентов и отдельных океанов. Таким образом, общим и базовым принципом распознавания геологической истории развития и континентов, и океанов остается, по мнению автора, принцип историзма – направленного и необратимого развития Земли в целом, океанов и континентов – по отдельности.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамович И. И. Альтернативы нет! (в связи с публикацией сборника научных статей «Океанизация Земли – альтернатива неомобилизма») // Региональная геология и металлогения. 2005. № 23. С. 163 –165.

Белоусов В. В. Тектоника плит и тектонические обобщения // Геотектоника. 1991. № 2. С. 3–12.

Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1989. 382 с.

Блюман Б. А. Земная кора континентов и океанов (анализ геолого-геофизических и изотопно-геохимических данных). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 152 с.

Блюман Б. А. Земная кора океанов (по материалам международных программ глубоководного бурения в мировом океане). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 344 с.

Вернадский В. И. Размышления натуралиста. Ч. 1: Пространство и время в неживой и живой природе. М.: Наука, 1957. 173 с.

Грамберг И. С. Сравнительная геология и минерагения океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов // Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология / ред. Д. А. Додин, В. С. Сурков. СПб.: Изд-во ВНИИОкеангеология, 2002. С. 17–34.

Иогансон Л. И. Труды и дни. Владимир Владимирович Белоусов (1907–1990). М.: ИФЗ РАН, 2007.

Красный Л. И. Глобальная система геоблоков. Л.: Недра, 1984. 224 с.

Красный Л. И., Блюман Б. А. Геоблоковая делимость и неоднородности литосферы Земли // Отечественная геология. 1998. № 1. С. 17–25.

Морозов А. Ф., Карпузов А. Ф., Петров О. В. «Отечественная геология» и российская геологическая картография // Отечественная геология. 2003. № 2. С. 24–26.

Нелинейная геодинамика / под ред. Ю. М. Пушаровского. М.: Наука, 1994. 190 с.

Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том: Тектоника и геодинамика / ред.: Л. И. Красный, О. В. Петров, Б. А. Блюман. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 652 с.

Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том: Минерагения / ред.: Б. А. Блюман, О. В. Петров, А. Ф. Морозов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 364 с.

Поппер К. Предположения и опровержения: Рост научного знания / пер. с англ. А. Л. Никифорова, Г. А. Новичковой. М.: ООО «Издательство АСТ»; ЗАО НПШ «Ермак», 2004. 638 с.

Пригожин И. Порядок из хаоса: новый диалог человека с природой / пер. с англ. Ю. А. Данилова; 3-е изд. М.: Эдиториал УРСС, 2001. 310 с.

Удинцев Г. Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 239 с.

Щеглов А. Д. Основные проблемы металлогении. Избранные труды. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. С. 296.