

И.Л. КУЗИН

**ОБ ОБРАЗОВАНИИ
ЛИТОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ ЗЕМЛИ**



И.Л. КУЗИН

**Об образовании
литосферы и гидросферы Земли**

Санкт-Петербург
2014

УДК 551.14+556

Кузин И.Л. Об образовании литосферы и гидросферы Земли.
СПб.: Издательство СЗНИИ «Наследие», 2014. 65 с.

ISBN 978-5-903030-16-3

В книге принципиально по-новому объясняются причины тектогенеза, образование геосинклиналей, гранитного и базальтового слоев, Мирового океана. Зарождение и развитие геосинклиналей связывается с образованием зон глубинных разломов и ювенильной воды в них. Водяной пар и горячая вода преобразуют ультраосновные породы мантии, вымывают и выносят из них на дневную поверхность легкоподвижные компоненты — кремнезем, карбонаты, железо и др. В мелководных геосинклинальных бассейнах вынесенные из недр минеральные вещества при участии микроорганизмов осаждаются и в процессе погружения и последующего метаморфизма преобразуются в породы гранитного слоя. Этот медленный гидротермальный процесс, сопровождаемый выносом из недр продуктов разрушения пород мантии, приводит к проседанию ее поверхности и образованию геосинклинальной впадины, постепенно заполняемой вулканогенными и осадочными породами. Так называемый базальтовый слой материковой коры таковым не является. Он представляет собой слой ультраосновных пород верхней мантии, из которого вынесены некоторые минеральные компоненты, вошедшие в состав гранитного слоя.

Образование Мирового океана обусловлено увеличением количества воды на Земле в фанерозое. Наряду с эндогенной (ювенильной) водой в нем участвовала и экзогенная вода, выделяемая живыми организмами. Ложем океана явились участки первозданной Земли, не прошедшие геосинклинального пути развития. При его формировании провалов и раздвижений земной коры не происходило: воды фанерозойской эвстатической трансгрессии постепенно заполнили все понижения, расположенные между поднятыми силами изостазии участками Земли, обозначив современные границы материков и островов.

Табл. 4, рис. 9, список лит. — 68 назв.

На обложке — голубое озеро в поле распространения гейзерита (опала), образованного минеральными источниками и гейзеритами. Йеллоустонский национальный парк, США. Самые красивые гейзеры планеты [Электронный ресурс]: <http://lifeglobe.net/blogs/details?id=643>

ISBN 978-5-903030-16-3

© И.Л. Кузин, 2014

Оглавление

Глава первая. Развитие представлений об образовании литосферы и гидросферы	4
Глава вторая. Образование гранитного слоя	7
Развитие представлений об образовании железистых кварцитов.	8
Роль микроорганизмов в образовании железистых кварцитов.	14
Роль микроорганизмов в образовании аномальных («голубых») озер	15
Роль микроорганизмов в осаждении железа	24
Роль микроорганизмов в осаждении кремнезема	29
Роль микроорганизмов в образовании железистых кварцитов.	35
Глава третья. Образование литосферы	41
Глава четвертая. Образование гидросферы	52
Список литературы	62

Развитие представлений об образовании литосферы и гидросферы

Литосфера включает верхнюю мантию и земную кору, которая под океанами и на материках имеет разное строение. Океаническая кора состоит из двух слоев — базальтового и осадочного общей мощностью 5—10 км. Местами она увеличивается до 15 км или уменьшается до 1—2 км. Материковая же кора имеет трехчленное строение: наряду с базальтовым и осадочным слоями большой мощности включает гранитный слой. Она распространена не только на материках, но и под окраинными морями, включая материковый склон. Ее площадь примерно равна площади океанической коры, а мощность — в несколько раз больше: под равнинами она составляет около 35—40 км, а под горами увеличивается до 70—80 км, из которых до 25—30 км приходится на гранитный слой.

Как известно, на заре развития геологической науки господствовала контракционная гипотеза, согласно которой крупные формы рельефа — материки и океаны — существовали постоянно со времени образования Земли. В конце 19 в. эта гипотеза подверглась критике: в книге «Лик Земли» (1885 г.) Э. Зюсс изложил факты, свидетельствующие, по его мнению, о резком преобразовании земной коры в мезозое. Обобщив сведения о геологическом строении разных регионов побережья Индийского океана, а также Южной Америки и Австралии, он пришел к выводу, что в палеозое и начале мезозоя все они входили в состав суперматерика Гондваны. В мезозое произошло обрушение

и погружение отдельных частей этого суперматерика, в результате чего образовались разделившие их океаны.

В 1912—1915 гг. А. Вегенер развил представления Э. Зюсса — опубликовал гипотезу дрейфа материков. Исходя из сходства геологического строения и очертаний некоторых материков, он предположил, что в палеозое (в карбоне) вся суша Земли входила в состав единого материка — Пангеи. В триасе Пангея раскололась на два удалившихся друг от друга суперматерика — Гондвану и Лавразию. От них, в свою очередь, отделились и удалились более мелкие участки суши — современные материки: сложенные гранитами они дрейфовали по подстилающим более плотным базальтам. Однако причины раскола суперматериков и дрейфа их составных частей А. Вегенер объяснить не смог.

Эти причины проявились только через 50 лет, когда на океанах были проведены палеомагнитные исследования, магнитная съемка и другие геофизические работы. Было установлено существование пластичного слоя — астеносферы, глобальной системы срединно-океанических хребтов с рифтами, отсутствие гранитного слоя под океанами. Эти материалы позволили геофизикам и геологам разных стран обосновать новую гипотезу развития материков и океанов, получившую название неомобилизм или тектоника литосферных плит. Ее основой явилась идея об образовании океанов в результате раскола и раздвигания материков, появления и разрастания молодой океанической коры, начиная от осей срединно-океанических хребтов. Этот процесс впервые был описан Г. Хессом и Р. Дитцем и получил название «спрединг (разрастание) океанического дна». Предполагалось, что поднимавшееся по разломам рифтов горячее, частично расплавленное вещество мантии растекалось от срединно-океанических хребтов и растаскивало новообразованные материки в разные стороны — происходил дрейф материков. В местах раздвигания материков происходило формирование новой, лишенной гранитного слоя океанической коры. Застывавшее в разломах вещество мантии также раздвигало вмещающие породы, наращая расходящиеся края океанической коры [28].

Новое учение нашло широкую поддержку и развитие в нашей стране. Его сторонники считают, что в начальный этап развития Земли все материки были соединены в единый суперматерик Пангею, в противоположном полушарии от которого находился единый океан Панталасса. По одним данным, в начале архея, по другим — гораздо позже этот суперматерик раскололся, составлявшие его части (современные материки) начали перемещаться (дрейфовать) в разные стороны. Их дрейф продолжается и в наши дни. Сторонники новой глобальной тектоники, каждый по-своему, обосновали ее механизм, определили контуры перемещающихся материков и их положение в разные периоды геологической истории [65]. Обнаженные в складчатых поясах материков офиолиты они считают тектоническими фрагментами палеоокеанической коры, надвинутыми на материковую кору. «Для решения фундаментальной проблемы геологии» в Геологическом институте РАН академиком А.Л. Книппером в 1994г была создана «Лаборатория геологии офиолитов». Ее сотрудники должны раскрыть механизм формирования и эволюции океанической коры в разных геодинамических обстановках и установить способ перемещения офиолитов из океанов на материки [68].

Противники неомобилизма — фиксисты отрицают дрейф материков. Они публикуют материалы, показывающие ошибочность этого учения, нереальность конвекции в мантии, якобы перемещающей плиты и возвращающей океаническую кору в мантию в зонах субдукции. Отсутствие гранитного слоя под океанами они объясняют его базификацией.

Слабым местом этих гипотез является объяснение причин отсутствия гранитного слоя в океанической коре. Считается, что он должен иметь повсеместное распространение на Земле, тогда как в действительности под океанами его нет. По нашему мнению, под океанами гранитного слоя не было изначально, так как он образуется в геосинклиналях, а они развиты только на материках.

Образование гранитного слоя

Согласно современным представлениям, Земля образована из метеоритов, 92% которых составляют каменные (хондриты), 6% железные и 2% железокосные метеориты. Вещество, аналогичное гранитам, в метеоритах не обнаружено, преобладающие среди них хондриты сложены преимущественно оливином и пироксеном. Как из этих ультраосновных пород первозданной Земли образовались кислые породы гранитного слоя, и почему их нет в океанической коре? Предложено несколько гипотез метаморфического и магматического образования гранитного слоя на материках и его отсутствия под океанами.

Различные варианты метаморфической гипотезы (Н.Г. Судовиков, 1950; Г.Д. Ажгирей, [2]; и др.) образование гранитов земной коры связывают с процессами метасоматоза – изменениями химического состава первозданных ультраосновных пород Земли при диффузии через них некоторых глубинных эманаций.

Гипотеза магматического происхождения также имеет несколько вариантов. Наиболее известной является гипотеза академика А.П. Виноградова [7], в основу которой положен принцип зонной плавки. Предполагается, что на определенной глубине в мантии под действием радиогенного тепла возникали очаги расплавов, в которых ультраосновная порода разделялась на тугоплавкую и легкоплавкую фракции. Последняя, как более легкая, состоящая преимущественно из кремнезема, проплавления перекрывающие породы, поднималась вверх. В результате этого в

архее и протерозое близ земной поверхности образовались толщи кремнеземсодержащих пород большой мощности, которые в процессе последующего метаморфизма превратились в породы гранитного слоя. Согласно этой гипотезе, одновременно с гранитным слоем поднимающимися из недр летучими компонентами были образованы гидросфера и атмосфера Земли.

Нами предложена «гидротермальная» гипотеза образования гранитного слоя. Как будет показано далее, гранитный слой образован из продуктов метаморфизации ультраосновных пород мантии, вынесенных на дневную поверхность ювенильными водами.

О происхождении древнейших кварцсодержащих пород гранитного слоя высказываются разные точки зрения. Большинство исследователей считает их обломочно-осадочными образованиями. По мнению Р.Я. Белевцева с соавторами, эти представления ошибочны, так как их принятие означает, что земная кора уже существовала, и что процесс осадконакопления происходил во время гигантской метеоритной бомбардировки Земли и Луны. Он считает эти породы не нептуническими, а плутоническими образованиями, возникшими вследствие глубинной магматической деятельности [5]. По нашему мнению, эти породы образованы не за счет разрушения более древних кварцсодержащих пород нептунического или плутонического происхождения, а в результате происходившего при участии цианобактерий накопления в геосинклинальных бассейнах мельчайших частиц кремнезема — глобулей опала. Этот процесс активно протекал в течение всего криптозоя, а в настоящее время сохранился только в областях вулканизма, где природные условия напоминают условия ранней Земли.

Развитие представлений об образовании железистых кварцитов

Кварциты и железистые кварциты докембрия, включая их тонкослоистые разности — джеспилиты, являются важной составной частью кислых пород гранитного слоя. Их изучением на протяжении более 100 лет занимаются специалисты разных

стран. Ими собран и обобщен материал по геологическому строению разных железорудных бассейнов мира и по вещественному составу, структурам и текстурам этих пород, однако происхождение и условия их образования все еще остаются не установленными. В учебниках эти породы приводят как пример ограниченных возможностей применения принципа актуализма в геологии, как одного из методов познания прошлого, так как в фанерозое образование джеспилитов прекратилось. Ниже приведены представления разных специалистов о происхождении этих пород.

Железистые кварциты представляют собой сильно метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные породы кварцево-железистого состава с отчетливо выраженной слоистостью. Среди них выделяются джеспилиты, в которых тонкие (обычно — десятые и сотые доли миллиметра, редко — до 2 мм и более) слои кварцита чередуются со слоями окислов железа — магнетита и гематита. Они являются железной рудой, среднее содержание железа в которой колеблется от 20 до 40%, составляя обычно 32—37%. Распространены в разных странах — в России (Кольский п-ов и Карелия, Курская магнитная аномалия (КМА), Алданский щит и др.), Украине (Кривой Рог), Казахстане, Индии, Австралии, Канаде, США, Бразилии и ряде других стран. Их запасы колоссальны — исчисляются триллионами тонн и составляют около 95% всех запасов железных руд Земли.

Проблема происхождения железистых кварцитов включает: 1) определение источников поступления в водоемы докембрия громадных масс растворенных кремнезема и железа; 2) объяснение механизма монотонного послойного их осаждения. Существует две гипотезы образования этих пород: терригенно-осадочная и вулканогенно-осадочная.

В нашей стране терригенно-осадочная гипотеза разрабатывалась академиком Н.М. Страховым [59], Н.А. Плаксенко [45] и другими специалистами. Считается, что источником кремнезема и железа при образовании железистых кварцитов служили продукты выветривания пород древних материков. Как установлено в разных железорудных бассейнах, эти породы ассоциируют с ком-

плексами типичных терригенных песчано-глинистых отложений. В ходе транспортировки к местам осадконакопления кластический материал сортировался по крупности и отлагался на разном удалении от берега. Кремнезем и железо, мигрировавшие в виде коллоидов, осаждались за пределами зоны накопления терригенных отложений. Сторонники этой гипотезы не отрицают возможной генетической связи рассматриваемых отложений с комплексами типичных вулканогенных или осадочно-вулканогенных пород.

По мнению сторонников другой, вулканогенно-осадочной гипотезы [12, 13, 62], кремнезем и железо в бассейны осадконакопления выносились фумаролами и сольфатарами при подводных извержениях вулканов.

Известно много вариантов обеих указанных гипотез. Как отмечает Ю.П. Мельник [37], нередко одни и те же фактические данные разными исследователями рассматриваются как доказательства противоположных точек зрения. Тем не менее, сторонники той и другой гипотез единодушны во мнении, что в водах докембрийских бассейнов содержалось такое большое количество растворенного кремнезема и железа, которого хватило на формирование мощных толщ железистых кварцитов.

Еще шире разброс мнений наблюдается в объяснении причин выпадения из коллоидного раствора в осадок кремнезема и железа и образования тонко-полосчатой текстуры железистых кварцитов. По мнению Н.М. Страхова [59], тонкая полосчатость породы указывает на то, что осадконакопление происходило в пресноводных бассейнах. «Древнейшие архейские и альгонкские моря и океаны были, вероятно, весьма мало похожи на современные и представляли собой как бы огромные озероподобные бассейны с пресной или слабосолоноватой, хотя постепенно и осолоняющейся, водой» [59, с. 215—216]. Это представление основано на том, что растворенные в воде соли (электролиты) приводят к коагуляции (свертыванию, слипанию) тонких взвесей и к осаждению их в виде крупных хлопьев. В этих хлопьях могут находиться разные по размерам частицы, осаждение которых происходит быстро в сравнительно узкой прибрежной зоне, без сортировки по круп-

ности. Н.М. Страхов считает, что в соленой воде накапливаются осадки с неясной слоистостью, резко отличной от тонкослоистых докембрийских отложений, имеющих годичное происхождение. По его мнению, железо в осадок выпадало «лишь в относительном удалении от берега в пелагических и глубоководных частях бассейна. Оседая здесь попеременно с SiO_2 , эти хемотропные продукты естественно образовали тонкослоистые илы, уплотненные продукты которых мы знаем под названием железистых кварцитов, джеспилитов, железистых роговиков и т. п.» [59, с. 216].

Аналогичных представлений придерживаются некоторые другие исследователи. Они считают, что на глубоких, удаленных от берега участках докембрийских пресноводных морей отлагались железистые кварциты, а в более мелкой прибрежной их зоне — оолитовые образования шамозита.

Представления Н.М. Страхова и его последователей подвергаются резкой критике. Как пишет М.С. Точилин [62], их попытки объяснить разнос гидроокиси железа на большие площади в докембрийских водоемах низкой соленостью воды вряд ли могут быть приняты даже при очень незначительных концентрациях электролитов. Большинство же исследователей осаждение кремнезема и железа объясняет коагуляцией. Однако и здесь мнения расходятся. Ниже приведены некоторые из многочисленных высказываний по этому вопросу.

По мнению М.С. Точилина, главную роль в образовании полосчатости джеспилитов могла играть периодическая кристаллизация магнетита, гематита и кварца. Это могло быть связано с относительно кратковременным насыщением морских вод окислами железа и кремнезема. «Судя по различным размерам зерен кварца в соседних полосах, есть основание предполагать выделение кварца в виде зерен из подогретой морской воды в процессе седиментации» [62, с. 100].

Я.Р. Белевцев [16] и некоторые другие исследователи допускают существование в докембрийских морских бассейнах кислых сред (рН меньше 4,5), которые способствовали осаждению железа и кремнезема.

Не объясняя причин, М.М. Калганов и М.А. Коссовский [23], считают, что кремнезем и железо оседали не сплошной массой, а поочередно. Дно моря покрывалось тонким слоем студенистого кремнезема, на котором затем оседал ил, содержащий железо. Поверх них снова отлагались кремнезем и железо, и так повторялось много раз.

По мнению Х.П. Эйстера [37], кремнезем накапливался в щелочных рассолах изолированных водоемов при интенсивном испарении вод в условиях пустынного климата. Он осаждался в форме силикатов натрия вследствие изменения рН при разбавлении рассолов. Механизм осаждения железа в этой схеме не рассматривается.

Б.В. Каукин [37] считает, что сезонные колебания водородного показателя вряд ли были такими большими, чтобы вызвать раздельную миграцию кремнезема и железа. Эти вещества мигрировали вместе в одних и тех же растворах и поступали в бассейн непрерывно. Их разделение на отдельные слои происходило в процессе седиментации. Осаждение железа контролировалось окислительным потенциалом среды, который определялся количеством кислорода, выделяемого в морскую воду фотосинтезирующими организмами. Осаждение же кремнезема, не зависящее от присутствия кислорода, происходило непрерывно, а периодическое (сезонное) изменение окислительного потенциала вызывало попеременное осаждение слоев гидроокислов железа с примесью кремнезема и слоев кремнезема с примесью гидроокислов железа. Образование тончайших полосок окислов железа и кварца объясняется взаимным осаждением разнозаряженных гелей железа и кремнезема.

По мнению Л.Я. Ходюша [37], железо в бассейны поступало из разных источников и накапливалось в растворе в виде бикарбоната, а осаждалось в форме гидроокиси при появлении в атмосфере и гидросфере кислорода. Кремнезем осаждался почти непрерывно с максимумом осаждения в холодные периоды и с минимумом — в теплые.

Ю.Г. Гершойг [37] считает, что тонкая слоистость железистых кварцитов связана с периодически отмиравшими бактерия-

ми, что наблюдалось во время усиленного поступления в водоемы глинистого материала.

К.В. Тяпкин и Ю.В. Фоменко [37] тонкую полосчатость джеспилитов объясняют периодическим возобновлением и затуханием вулканической деятельности, в результате чего изменялась величина рН воды в бассейне. Это служило причиной поочередного выпадения из раствора железа и кремнезема. Продолжительность таких циклов составляла сотни лет.

Ритмичное чередование и одинаковую толщину слоев джеспилитов А.Ф. Трендал (Австралия) [63] объясняет колебаниями дна водоема и регулярными изменениями химических условий осадконакопления. Возможно, они обусловлены астрономическими ритмами — днями и годами, контролируемые движениями Земли вокруг оси и вокруг Солнца. Устойчивость микрополосчатости указывает на незначительность или отсутствие придонных волнений и штормов.

Чередование слоев, обогащенных железом или кремнеземом, Н.С. Кришнан (Индия) [30] связывает с сезонными изменениями физико-химических условий — рН раствора, количество кислорода, концентрация раствора и др.

Среди названных и других исследователей, рассматривающих железистые кварциты как хемогенные образования, нет единого мнения ни в трактовке первичного состава осадков, ни в объяснении условий образования основного рудного минерала — магнетита. Ю.П. Мельник и И.П. Луговая [38] эти представления разделили на три группы.

1. Выпадавший из коллоидного раствора первичный осадок, имел преимущественно гидроокисный (гематитовый) состав. Магнетит и сидерит являлись продуктами восстановления гематита при диагенезе или метаморфизме. В качестве восстановителя обычно рассматривается содержащееся в осадках органическое вещество, частично сохранившееся и в метаморфизованных породах [45].

2. Выпадая из раствора, первичный осадок попадал в бескислородную среду и имел карбонатный состав (сидерит). При метаморфизме он переходил в магнетит [37].

3. Первичный осадок имел сложный состав, определявшийся колебаниями Eh, pH и других показателей среды осадконакопления. Магнетит и гематит являлись первично осадочными или диагенетическими минералами, существенно не изменившимися при метаморфизме. Они образовались не за счет гидроокислов железа, как считают сторонники терригенно-осадочной гипотезы, а в результате осаждения из гидротермальных растворов, принесенных из мест вулканических извержений [62].

Наиболее приемлемой считается последняя гипотеза. Только при таком процессе было возможным образование в первичном железистом осадке соединений, резко отличающихся по изотопному составу кислорода: окислов (гетит или гематит, магнетит) и карбонатов (сидерит, сидероплезит) [38].

Основным геохимическим барьером, вызывавшим осаждение гидроокиси железа, являлся градиент концентрации электролитов, главным образом, сульфат-иона. Согласно изотопным исследованиям, его появление в бассейнах осадконакопления произошло на рубеже архея и протерозоя [37]. Осаждение же растворенного в воде кремнезема, как уже отмечалось, связывается с изменениями pH среды осадконакопления, с периодическими резкими возрастаниями кислотности вод [16, 37, 43].

По нашему мнению, условия накопления кремнезем — и железосодержащих осадков, которые в процессе последующего метаморфизма превратились в кварциты и железистые кварциты гранитного слоя, были совсем не такими, как считают указанные выше авторы. Это не химические, а биохимические осадки, на образование которых решающее влияние оказали микроорганизмы.

Роль микроорганизмов в образовании железистых кварцитов

Из свидетельств ранних этапов существования Земли большой интерес представляют геологические образования, связанные с жизнедеятельностью микроорганизмов. Ведущая роль среди них принадлежит цианобактериям (синезеленым водо-

рослям): появившись почти 4,0 млрд лет назад, они господствовали на Земле в течение всего криптозоя (3,4 млрд лет).

Ископаемые остатки цианобактерий находят в распространенных на всех материках кварцитах, доломитах и известняках, в других осадочных образованиях. Даже в породах раннего архея они имеют хорошую сохранность, благодаря которой было установлено, что строение клетки ископаемых видов почти не отличается от строения клетки ныне живущих видов. Это значит, что в процессе эволюции эти микроорганизмы почти не претерпели изменений. Их называют живыми ископаемыми: фоссилии, возраст которых превышает 2 млрд лет, можно классифицировать по современным определителям [4, 20]. В позднем протерозое образование железистых кварцитов и строматолитов замедлилось и постепенно прекратилось, что объясняется появлением радиолярий и других скелетных микроорганизмов, вытеснивших цианобактерии в ниши с экстремальными условиями. Особенности клеточного строения позволяют им переносить воздействие высоких температур, высокой концентрации минеральных веществ и ядовитых газов. Они сохранились в описанных ниже аномальных («голубых») озерах гумидной зоны и в областях современного вулканизма, где условия осадконакопления напоминают условия ранней Земли.

Роль микроорганизмов в образовании аномальных («голубых») озер

Вначале 70-х годов прошлого века автором было установлено не известное ранее явление изменения химического состава и цвета воды в небольших озерах севера Западно-Сибирской и Русской равнин. Обычно воды озер гумидной зоны содержат много органических веществ и растворенного железа, поэтому имеют разной интенсивности желтый с бурым оттенком цвет. Это так называемые черные озера, типичные для равнин севера Евразии, Северной Америки и других областей избыточного увлажнения. В зависимости от местных условий, цветность воды в них изменяется от нескольких десятков до нескольких сотен

градусов платиново-кобальтовой шкалы. Когда в такие озера попадают сульфаты и кремнезем, в них при участии цианобактерий и других микроорганизмов происходят сложные процессы, в результате которых вода осветляется, становится чистой и прозрачной, как дистиллированная. Покрывающие мелководья цианобактерии придают бесцветной воде зеленовато-голубой оттенок. Для отличия от обычных, черных озер такие аномальные озера названы нами «голубыми» озерами [31].

Наряду с необычным цветом рассматриваемые озера характеризуются рядом других аномалий. В них мало растительности, особенно высшей, и резко сокращен видовой состав рыбы. Например, если в черных озерах района г. Ханты-Мансийска водится много разной рыбы (щука, окунь, ерш, язь, карась, чебак и др.), то в расположенных рядом «голубых» озерах ее мало и представлена она только окунем. По рассказам местных жителей, в «голубых» озерах рыба тощая, невкусная, иногда имеет уродливую форму: встречаются окуни с большой головой и коротким, тонким («как у налима») туловищем. В некоторых «голубых» озерах рыбы вообще нет. Черные и «голубые» озера различаются и по видовому составу организмов зообентоса.

Вода «голубых» озер долго не портится в тепле. Ведра из оцинкованного железа с водой из «голубых» озер быстро изнашиваются, становятся дырявыми. Попадавшие в воду изделия из алюминия теряют приобретенную на воздухе матовую серую окраску и становятся блестящими, как полированное серебро.

«Фабрикой» по осветлению воды черных озер и образованию указанных выше аномалий служит цианобактериальный мат. Он представляет собой тонкий (1—5, обычно 2—3 мм) слой студенистого вещества зеленовато-голубого (как минерал глауконит) цвета с погруженными в нем песчинками кварца. Видовой состав цианобактерий и других входящих в состав мата микроорганизмов определяли Р.Н. Белякова, М.М. Голлербах, Н.В. Сдобникова (Лаборатория альгологии Ботанического института РАН) и Е.В. Станиславская (Институт Озероведения РАН). В таблице 1 приведен видовой состав водорослей циано-

Таблица 1

**Видовой состав водорослей цианобактериальных матов
«голубых» озер Тазовского п-ова. Определения Е.В. Станиславской**

Озеро 29		Озеро 73	
Название вида	Встречаемость	Название вида	Встречаемость
Синезеленые водоросли		Синезеленые водоросли	
<i>Synechococcus major</i> var. <i>maximus</i> Lemm	в массе	<i>Eucapsis alpina-Clem.et Shantz</i>	нередко
<i>Synechococcus major</i> Schröt	в массе	<i>Lyngbya martensiana Menegh</i>	много
<i>Synechococcus aeruginosus</i> Naeg	много	<i>Phormidium tenue</i> (Agardh.) Anagn. et Kom.	нередко
<i>Eucapsis alpina</i> Clem.et Shantz	нередко	<i>Oscillatoria</i> sp.	редко
<i>Hapalosiphon fontinalis</i> (Ag) Born emend Elenk.	редко		
<i>Phormidium tenue</i> (Agardh.) Anagn. et Kom.	редко		
Диатомовые водоросли		Диатомовые водоросли	
<i>Achnanthes</i> sp.	много	<i>Tabellaria flocculosa</i> (Roth.) Kütz.	редко
<i>Achnanthes lanceolata</i> (Bréb.) Grun.	часто	<i>Eunotia</i> sp	единично
<i>Caloneis bacillum</i> (Grun.) Cl.	много	<i>Navicula radiosa</i> Kütz.	единично
<i>Eunotia robusta</i> (Ehr.) Raftl	единично	<i>Frustulia saxonica</i> (Ehr.) De Toni	единично
<i>Tabellaria flocculosa</i> (Roth.) Kütz.	единично	<i>Cymbella silesiaca</i> Bleisch	редко

бактериальных матов «голубых» озер Тазовского п-ова (определения Е.В. Станиславской).

Цианобактериальные маты образуются только на тех озерах, дно которых сложено кварцевым песком: мельчайшие (0,05—0,25 мм) частицы кварца слагают его каркас. На них селятся микроорганизмы, а в пустотах между ними циркулирует вода, приносящая необходимые для жизнедеятельности питательные вещества.

Цианобактерии являются самой древней группой автотрофных организмов, а возможно, и живых организмов вообще. Их ископаемые остатки находят в отложениях, возраст которых превышает 3,8 млрд лет. Они являются прокариотами и представляют собой очень мелкие одноклеточные или нитчатые организмы без ясного разделения живого содержимого клетки на протоплазму и ядро. Содержат хлорофилл растительного типа, способный к окислительному синтезу. Для жизнедеятельности используют энергию света, без которого не могут существовать. Синтезируют органическое вещество из углекислого газа и воды; при этом освобождается молекулярный кислород. Набор пигментов придает телу цианобактерий синевато-зеленую окраску. При недостатке света, в воде, богатой органикой, они могут питаться готовыми органическими веществами, то есть проявляют себя как гетеротрофные организмы. Одной из причин широкого распространения цианобактерий является их способность использовать как многие источники энергии, так и разные источники углерода и азота. Кроме основного способа ассимиляции — фотосинтеза по способу высших растений — в анаэробных условиях некоторые микроорганизмы могут использовать молекулярный водород и сульфиды. Многие их виды способны к фиксации молекулярного азота воздуха и поэтому более независимы от концентрации этого важного биогенного элемента в воде, чем другие водоросли [44]. Нередко одноклеточные или колониальные нитчатые организмы покрываются слизистым чехлом, погружаются в слизь и образуют довольно крупные колонии. Заселяют литораль и нижнюю, наиболее увлажненную часть

пляжа. Благодаря особенностям клеточного строения они способны переносить воздействие высоких температур в сочетании с высокой концентрацией минеральных веществ и ядовитых газов [4]. Именно такие условия существовали на Земле в раннем докембрии. В настоящее время известно около 2000 видов (более 150 родов) цианобактерий, большая часть которых обитает в морских и озерных бассейнах.

Жизнедеятельность цианобактериальных матов озер исследована слабо. В 1987 г. автор обратился в Ботанический институт АН СССР с просьбой изучить пробы цианобактерий, отобранные на «голубых» озерах Западной Сибири. На вопросы, почему маты пахнут сероводородом, и не образуется ли этот газ цианобактериями, руководитель Лаборатории альгологии М.М. Голлербах ответил, что об этом практически ничего не известно. Известно только, что некоторые виды цианобактерий выдерживают сероводородное заражение среды, в которой они обитают. В действительности же, как показали наши дальнейшие исследования, эти микроорганизмы не только выдерживают присутствие сероводорода, но сами и вырабатывают его. В тесном пространстве цианобактериального мата, больше того, вокруг каждой из слагающих его очень мелких кварцевых песчинок происходят сложные взаимоисключающие биохимические процессы: образуются сероводород, уничтожающий все живое, и кислород, без которого нет жизни.

Важные исследования морских цианобактериальных матов были проведены Йоргенсоном у берегов Дании. Он применил специально разработанную микроэлектродную технику, которая позволила исследовать мат с разрешением около 100 мкм, измерить рН, содержание кислорода и сероводорода в разных его частях. В изложении академика Г.А. Заварзина [19], результаты исследований Йоргенсона сводятся к следующему. Микроорганизмы обладают большой способностью к миграции внутри мата в течение суток. Во время солнечного дня бактерии, «образующие» кислород, поднимаются вверх, в результате чего в верхних 1,5 мм мата формируется пик кислорода. Вскоре пос-

ле захода солнца эти бактерии опускаются вниз, им на смену поднимаются бактерии, «производящие» сероводород. Граница смешения кислорода и сероводорода постепенно перемещается снизу вверх. Ночью кислород используется полностью и из мата в воду выходит сероводород. С восходом солнца цикл повторяется: образование кислорода останавливает выход на поверхность сероводорода, постепенно формируется пик кислорода и т. д.

Аналогичных взглядов на происходящие внутри матов процессы придерживаются и другие микробиологи. В результате изучения современных цианобактериальных образований Камчатки (кальдера вулкана Узон) и на берегах Австралии Г.А. Заварзин пришел к следующему выводу. «Совместное существование в единой системе строгих анаэробов и кислород-продуцирующих водорослей требует специального механизма защиты анаэробов от производимого этой же системой кислорода. Такую функцию осуществляют организмы, образующие буферный слой между водорослями и бактериями-анаэробами» [19, с. 65].

Наши наблюдения на «голубых» озерах позволяют говорить о том, что в цианобактериальных матах нет специальных «организмов, образующих буферный слой». Как уже отмечалось, мат сложен очень мелкими частицами кварца, все пространство между которыми занято цианобактериями и вырабатываемой ими слизью. Эти микроорганизмы окрашивают песчинки в сине-зеленый цвет и скрепляют их клейким веществом. При отмывании чистой водой сине-зеленый цвет исчезает, песчинки из разных частей мата становятся черными, пахнущими сероводородом. Это означает, что как в кровле, так и в подошве мата под цианобактериями на песчинках находится пленка гидротроилита. Она образовалась в результате взаимодействия вырабатываемого цианобактериями сероводорода с растворенным в воде железом. После более продолжительного отмывания песчинок черный цвет и сероводородный запах исчезают. Следовательно, сероводород образуется не только в кровле мата, но и в его подошве — во всей толще мата одновременно. Так же одновре-

менно во всей толще мата образуется и кислород. Ночью вокруг каждой песчинки цианобактерии образуют осаждающий железосероводород, а днем — кислород. Не использованный при образовании гидротроилита сероводород поднимается к кровле мата, где наблюдается его пик, и уходит в воду. На поступление этого ядовитого газа в воду указывает тот факт, что по утрам на участках распространения цианобактериальных матов регулярно появляется снулая и мертвая рыба, отравившаяся ночью, собирая корм на дне. Образующийся днем кислород окисляет появившееся в мате сернистое железо; его остатки также поднимаются к кровле мата и уходят в воду и в атмосферу.

На отсутствие в цианобактериальных матах специальных, ежесуточно мигрирующих вверх и вниз микроорганизмов, производящих сероводород и кислород, а также, образующих «буферный слой», указывает состав микроорганизмов, приведенных в таблице 2. Пробы для анализа были отобраны на мелководьях «голубых» озер бассейна р. Море-Ю Большеземельской тундры и Тазовского п-ова (определения Р.Н.Беляковой, 1990 г). Эти озера имеют небольшие размеры (несколько сотен метров в поперечнике) и окружены болотами, из которых поступает много черной воды, содержащей растворенные гуминовые вещества и железо. Сера (сульфаты) и кремнезем попадают в воду при размыве участков берега, сложенных кремнеземсодержащими морскими отложениями. Благодаря осветляющему воздействию цианобактерий, вода в озерах прозрачная, бесцветная (цветность 0°). Как и на других «голубых» озерах, маты имеют яркий синевато-зеленый цвет, их толщина изменяется от 1 до 3 мм, все песчинки в них покрыты гидротроилитом и пахнут сероводородом.

В таблице 2 видно, что слагающие маты микроорганизмы практически полностью представлены цианобактериями (сине-зелеными водорослями). Никаких специальных бактерий, периодически перемещающихся вверх и вниз и образующих сероводород и кислород, нет. По нашему мнению, периодически в мате мигрируют не какие-то неизвестные, не видимые под микроскопом микроорганизмы, а газы, образующиеся в процессе недо-

Таблица 2

**Видовой состав водорослей цианобактериальных матов
«голубых» озер бассейна р. Море-Ю Большеземельской тундры
и Тазовского п-ова. Определения Р.Н. Беяковой**

Бассейн р. Море-Ю		Тазовский п-ов	
	Встречаемость		Встречаемость
Синезеленые водоросли		Синезеленые водоросли	
<i>Nostoc paludosum</i>	В массе	<i>Synechococcus major</i> Schrot.	В массе
<i>Lyngbya</i> sp.	Часто	<i>Eucapsis alpine</i> Clem. et Shanz	Редко
<i>Hapalosiphon fontinalis</i>	»	<i>Synechococcus aeruginosus</i>	»
<i>Synechococcus aeruginosus</i>	Нередко	<i>Gloeocapsa turgida</i> (Kutz.) Hollerb.	»
<i>Merismopedia elegans</i>	Редко	<i>Hapalosiphon fontinalis</i> (ag.) Born. Emend. Elenk.	Единично
<i>Gloeocapsa turgida</i>	»	<i>H. fontinalis</i> f. <i>hibernicus</i>	»
<i>G. minuta</i>	»	(W. et G. S. West) Elenk.	
<i>Calothrix fusca</i>	»	Диатомовые водоросли	
<i>Aphanothece microscopica</i>	Единично	<i>Tabellaria fenestrata</i> (Lyng.) Kutz	»
<i>Sucapsis alpine</i>	»		
<i>Oscillatoria tenuis</i>	»		
<i>Tolypothrix</i> sp.	»		
Зеленые водоросли			
<i>Actinotaenium</i> sp.	»		
Диатомовые водоросли	»		
Бактерии			
<i>Zeptothrix ochracea</i>	»		
(из группы железобактерий)			
Простейшие	»		

статочно изученной пока жизнедеятельности цианобактерий: ночью — сероводород, а днем — кислород.

Водородный показатель (рН) воды «голубых» озер обычно больше 6,0, тогда как в погребенных цианобактериальных матах он составляет 4,0—4,5. Следует заметить, что пробы воды из погребенных матов отбирались без специальной аппаратуры, поэтому при подъеме в них попадало некоторое количество озерной воды. Это значит, что в действительности вода погребенных матов имеет рН меньше 4,0.

Для фотосинтеза требуется много света, поэтому уже на глубине 100—150 м растительность в озерах и морях практи-

чески отсутствует. В зависимости от прозрачности воды, нижняя граница фотосинтеза в разных водоемах находится на разной глубине. В Средиземном море, например, она зафиксирована на глубине 150 м, в Северном море — на глубине 45 м, а в Балтийском море — на глубине всего 20 м. Даже в верхних слоях воды света меньше, чем в воздухе, поэтому под водой день короче, а ночь длиннее, чем на земле. Чем ниже стоит солнце над горизонтом, тем больше света отражается от воды и не попадает в нее. Установлено, например, что у о. Мадейра в Атлантическом океане на глубине 20 м продолжительность дня составляет 11 часов (на 4 часа меньше, чем на земле), а на глубине 40 м — всего 15 минут [24]. Следовательно, цианобактериальные маты могут существовать только на мелководьях. День в них всегда короче ночи, поэтому время выделения ими кислорода меньше времени выделения сероводорода.

Образуюсь в циано-бактериальном мате, сероводород уничтожает донную растительность, поэтому сложенные светло-серым кварцевым песком мелководья хорошо видны через прозрачную воду «голубых» озер и находят отражение на аэро- и космоснимках (рис. 1).

Сульфаты и кремнезем в «голубые» озера обычно поступают при размыве берегов, сложенных опалитами (опоками, опоквидными и диатомовыми глинами, диатомитами) и другими морскими и пресноводными кремнеземсодержащими породами. На севере Западной Сибири многие «голубые» озера приурочены к глиняным диапирам, выводящим с глубины нескольких сотен метров на дневную поверхность морские опалиты мела и палеогена. Сульфаты иногда переносятся ветром — кислотными дождями [32, 33].

Как уже отмечалось, в процессе жизнедеятельности цианобактерии потребляют углерод и серу и выделяют сероводород, который соединяется с растворенным в воде железом и осаждаёт его. При этом из воды удаляется не только железо, но и гуминовые вещества, в результате чего вода осветляется.

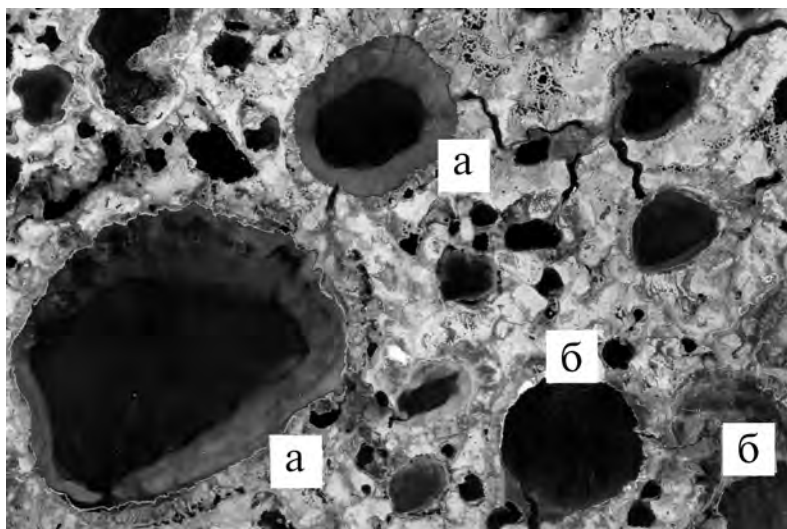


Рис. 1. Разной интенсивности голубые (а) и черные (б) озера. Северо-восток Русской равнины, Большеземельская тундра.

Роль микроорганизмов в осаждении железа

В процессе изучения «голубых» озер был установлен механизм осаждения растворенного в воде железа. Как известно [10], при взаимодействии свободного сероводорода с гидроокислами железа образуется гидротроилит. Этот коллоидный черный минерал (гель) характерен для резко восстановительной среды и представляет собой гидрат односернистого водного железа ($\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$). Он легко перемещается и крайне неустойчив, переходит в двусерное безводное железо, пирит (FeS_2). В рассматриваемых аномальных озерах резко восстановительная среда и благоприятная для осаждения железа обстановка наблюдается внутри цианобактериальных матов, в которых происходит восстановление сульфатов в сероводород. Как уже отмечалось, после отмывания водой от цианобактерий, песок матов становится черным, так как каждая песчинка покрыта пленкой гидротрои-

Таблица 3

**Результаты химического анализа вод, отобранных зимой
из расположенных рядом черного и голубого озер
района г. Ханты-Мансийска (Лаборатории ВНИГРИ
и Института озераедения РАН, 1989 г.)**

Тип озера	Цветность (градусы платиново-кобальтовой шкалы)	Бихроматная окисляемость, мг О/л*	SO ₄ , мг/л	Fe ⁺²	Fe ⁺³
Черное (Березовое)	90	37.7	2.5	9.0	0.8
Голубое (Аймпу-Тор)	0	5.0	12.5	0.1	0.0

Примечание. * Окисляемость — количество миллиграммов кислорода на 1 л воды, нужное для того, чтобы путем прибавления марганцево-калиевой соли окислить все органические вещества.

лита. Часто он пахнет сероводородом с примесью гнилостного запаха, оставшимся после образования сернистого железа.

В таблицах 3 и 4 видно, что воды черных и «голубых» озер содержат разные количества углерода (органических веществ), серы (сульфатов), железа и некоторых других элементов. Практически полное их отсутствие в водах «голубых» озер связано с жизнедеятельностью осаждающих их цианобактерий.

Цианобактерии имеют обильный слизистый покров, обладающий большой клеящей способностью. Он цементирует песок до состояния слабого песчаника, поэтому при легком и умерен-

Таблица 4

**Результаты анализа вод, отобранных из расположенных рядом
черного и голубого озер района г. Ханты-Мансийска,
рентгено-флуоресцентным методом (ПИЯФ РАН, 1990 г.)**

Озера	Элементы (мкг/л)																
	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Rb	Sr	Y	Zr	Wb	Mo	As
Березовое (черное)	90	15	9	3	348	6	3	90	141	3	1.5	1.5	1.5	3.6	1.5	3	1.5
Аймпу-Тор (голубое)	10	10	5	1.5	15	2	6	72	144	2	2	0.4	0.6	2.0	2	2	2

ном волнении воды в озере мат сохраняет целостность. Однако при сильном волнении воды он разрушается, слагающие его микроорганизмы разносятся по всему озеру, отчего вода становится зеленовато-голубой. На месте размытого мата остается тонкий слой песка, обогащенного тяжелыми, покрытыми пленками железа песчинками. После того, как ветер стихнет и цианобактерии осядут на дно, практически сразу же образуется и начинает «работать» новый мат. Так повторяется несколько раз за лето. На затишных участках озер сохраняются пятна не размытых матов. Они погребаются слоями свежего песка, поверх которых образуются новые маты.

Изучение погребенных цианобактериальных матов и слоев отмытого железистого песка на мелководьях «голубых» озер производилось автором с помощью стеклянной трубки-керноотборника длиной 0,4 м, в которой хорошо видны изменения в цвете, составе осадков и текстур. По более глубоким частям разреза мелководий, как и по центральным участкам озерных котловин, таких данных нет. Вниз по разрезу цвет погребенных матов изменяется от глауконитово-зеленого в поверхностном слое до желтого и бурого на глубине 10—15 см и более. Это связано с окислением содержащегося в них железа, с переходом закисных его форм в окисные.

Образующиеся при размыве матов слои черного песка являются шлихами. Как уже отмечалось, они обогащены тяжелыми железистыми минералами — покрытыми пленками железа песчинками. В зависимости от количества таких песчинок, цвет шлихов от серого изменяется до черного. Со временем железо окисляется, из закисного переходит в окисное: на песчинках появляются «присыпки» лимонита. В результате многократного переотложения тяжелых (ожелезненных) песчинок, донные осадки «голубых» озер постепенно обогащаются железом. Мощность прослоев песка, обогащенных железистыми минералами, колеблется от 1—2 до 5—10 см (рис. 2). На участках озер, лишенных матов, шлихи не образуются: осадки на них представлены обычным светло-серым песком, без примеси черных песчинок

О сложных процессах преобразования железосодержащего песка цианобактериальных матов можно судить по следующему факту. Отмытый от цианобактерий черный песок вместе с водой был помещен в стеклянную банку. Вскоре его цвет стал изменяться, в нем появились разного цвета разводы. Через 10—15 дней от первоначально ровного черного цвета практически ничего не осталось: черный песок (небольшие оставшиеся его пятна) перешел в темно-серый и серый и через оранжево-желтый и бурый — в вишнево-красный. Состав разноцветных железосодержащих минералов не был определен. Судя по изменению цвета, закисное железо под воздействием содержащегося в воде кислорода перешло в окисное железо. С большой уверенностью можно говорить, что аналогичные изменения железосодержащих минералов происходят и в естественных условиях — в погребенных матах и в слоях отмытого железистого песка.

Химические анализы, проведенные К.Б. Томбак в полевых условиях, а позднее — в лаборатории аналитического контроля

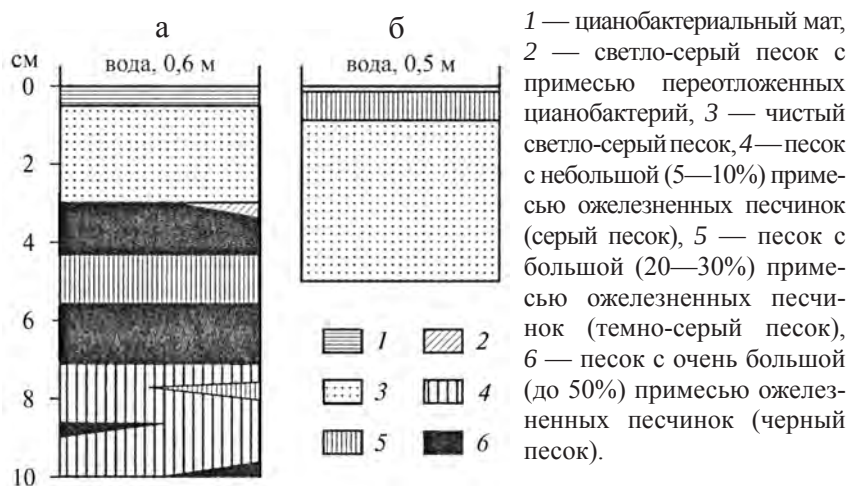


Рис. 2. Строение донных осадков мелководья голубого озера у устья болотного ручья (а) и на удалении 0,3 км от него (б). Север Западно-Сибирской равнины, Тазовский п-ов.

Петербургского института ядерной физики им. Б.П. Константинова РАН, показали, что шлик и вода с взвесью цианобактерий, полученные при промывании мата, содержат значительные количества железа. Если обычно в водах черных и «голубых» озер содержание железа общего составляет 0,1—0,3 мг/л, то в шлике оно увеличивается до 5 мг/л, а в промывочной воде — до 20 мг/л. Сразу после отбора пробы железо находится в двухвалентной форме. При стоянии пробы в открытом сосуде на свету черный шлик становится рыжим, вода над ним желтеет и уже не дает качественной реакции на Fe^{2+} .

Автором установлено, что вырабатывающие кислород и сероводород цианобактериальные маты нормально функционируют только при определенных условиях. Нужно чтобы в воде в достаточных количествах присутствовали необходимые для их жизнедеятельности гуминовые вещества, сульфаты, железо и кремниевая кислота. Их интенсивное развитие наблюдается только после обильных дождей, воды которых с большой площади смывают указанные вещества в «голубые» озера. В это время на небольших, прилегающих к устьям ручьев участках озер, происходит «цветение» матов: они имеют наибольшую (4—5 мм) толщину и яркий сине-зеленый цвет. Уже на удалении 100—150 м от них толщина матов уменьшается до 2—3 мм, а их цвет становится менее ярким. Через день-два после дождей жизнь в матах замирает до следующих дождей. На рис. 2 показано строение железосодержащих донных осадков двух участков «голубого» озера, расположенных: а) у устья болотного ручья, приносящего гуминовые вещества и железо; б) на удалении 0,3 км от него.

По мнению автора, цианобактериальные маты «голубых» озер и образовавшиеся в результате их переотложения железосодержащие пески являются генетическими аналогами докембрийских отложений, из которых в процессе обезвоживания, уплотнения и регионального метаморфизма были образованы железистые кварциты и их тонкослоистые разности — джеспилиты. Используя метод актуализма, по ним можно установить

как механизм накопления железосодержащих осадков, из которых были образованы джеспилиты, так и некоторые компоненты природной среды архея и протерозоя.

Роль микроорганизмов в осаждении кремнезема

Как уже отмечалось, «голубые» озера развиты только там, где распространены кремнеземсодержащие породы — опалиты, кварцевые пески и песчаники, кремни и др. При их размыве в озера поступает кремниевая кислота (гель), из которой образуется опал. Сведения об условиях образования и деталях строения этого минерала получены только в последние годы, с появлением электронного микроскопа [22, 61]. Он является аморфным кремнеземом с непостоянным количеством воды ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). В благородных опалах ее содержание колеблется от 6 до 10%, а в неблагородных — достигает 21 и даже 32%. При геологическом старении опал теряет большую часть воды и из аморфного кремнезема переходит в кристаллический. Поэтому он встречается только в породах кайнозоя и мезозоя, а в палеозойских и более древних породах замещен кристаллическими формами — халцедоном или кварцем [64].

Опал — осадочная горная порода, сложенная микроскопическими шариками — глобулями, плотно прилегающими друг к другу (рис. 3). Промежутки между ними заполнены воздухом, водяным паром или водой. У благородных опалов они имеют примерно одинаковые размеры и располагаются в строгом геометрическом порядке (наподобие пчелиных сот), тогда как в неблагородных опалах располагаются хаотично и сильно различаются как по размерам, так и по форме. Диаметр глобулей 1—5 мкм. Под электронным микроскопом видно, что они не однородны, а состоят из концентрических оболочек (сфер), сложенных более мелкими (0,02—0,05 мкм) частичками опала (см. рис. 3). Образование сфер специалисты связывают с минерализацией находящихся в глобулях цианобактерий, выполняющих роль «затравки». Считается, что на микроскопических взвешенных в жидкости органических «затравочных пылинках» постепенно формируются

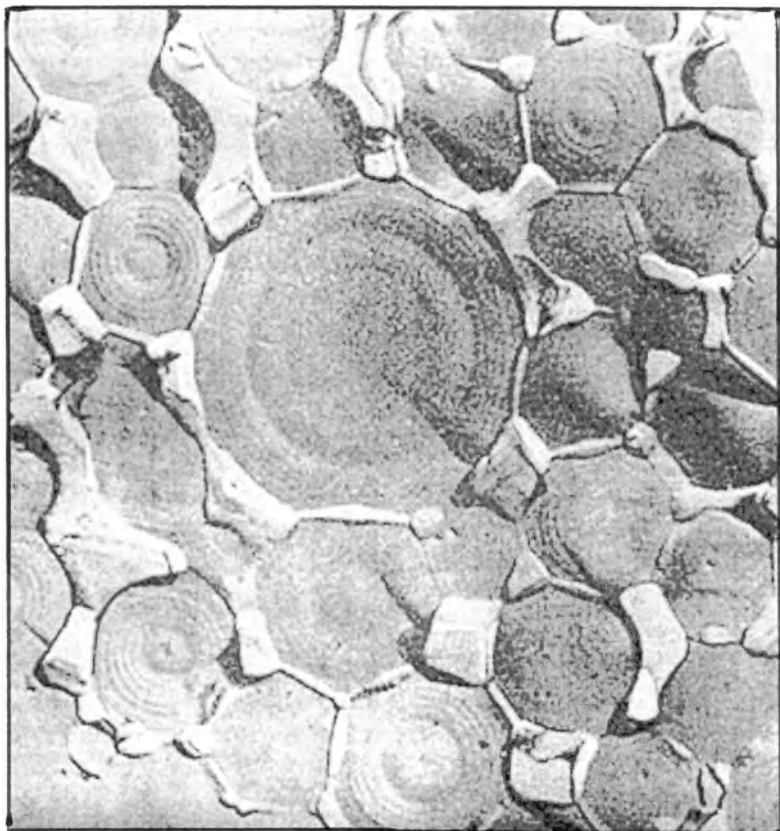


Рис. 3. Сферическое строение глобулей опала при увеличении в 1000 раз [61].

шарообразные сферолиты. Их образование продолжается до тех пор, пока не истощится питающий раствор, или пока сферолиты не начнут соприкасаться и уплотнять друг друга [22, 61].

Из-за недостатка ассигнований сведений по осаждению цианобактериями растворенного в воде «голубых» озер кремнезема нами не получено, для этого нужны исследования с использованием электронного микроскопа. Такие работы проводятся в районах современного вулканизма, где установлено участие цианобактерий в осаждении кремнезема [3, 25, 36].

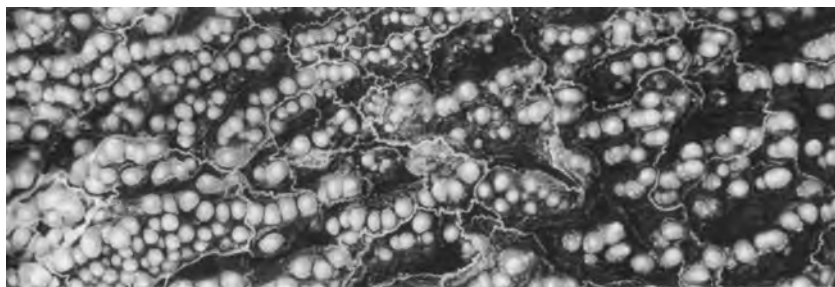


Рис. 4. Агрегаты (глобули) опала в поверхностной зоне гейзерита. Гейзер Жемчужный. Камчатка, Долина гейзеров [25].

На Камчатке в Долине гейзеров цианобактерии широко распространены как в термальных источниках (температура воды до 90°C), так и на поверхности гейзеритовых покровов. Как отмечает Г.А. Карпов с соавторами, под электронным микроскопом видно, что цианобактерии буквально пронизывают массу гейзерита (опала), часто составляя более 50% ее объема. Колонии термофильных микроорганизмов являются своеобразной матрицей, по которой происходит опализация при гейзеритообразовании (рис. 4). Хорошая сохранность тончайших деталей фоссилизированных микроорганизмов (вплоть до клеток) указывает на довольно большую скорость их замещения опалом непосредственно на месте жизнедеятельности [25]. Массовое развитие цианобактерий часто придает гейзериту (опалу) голубовато-зеленую («малахитовую») окраску.

Аналогичные результаты получены и в кальдере вулкана Узон в Кроноцком заповеднике, где на термальных источниках многие годы ведется изучение цианобактериальных матов (рис. 5).

По данным Е.Г. Сорокиной [56], нитчатые цианобактерии термальных источников оз. Байкал способны к осаждению кремнезема. Окремнение ограничивается чехлами микроорганизмов, полисахариды которых адсорбируют частицы аморфного кремнезема и являются матрицей для окремнения. Живые

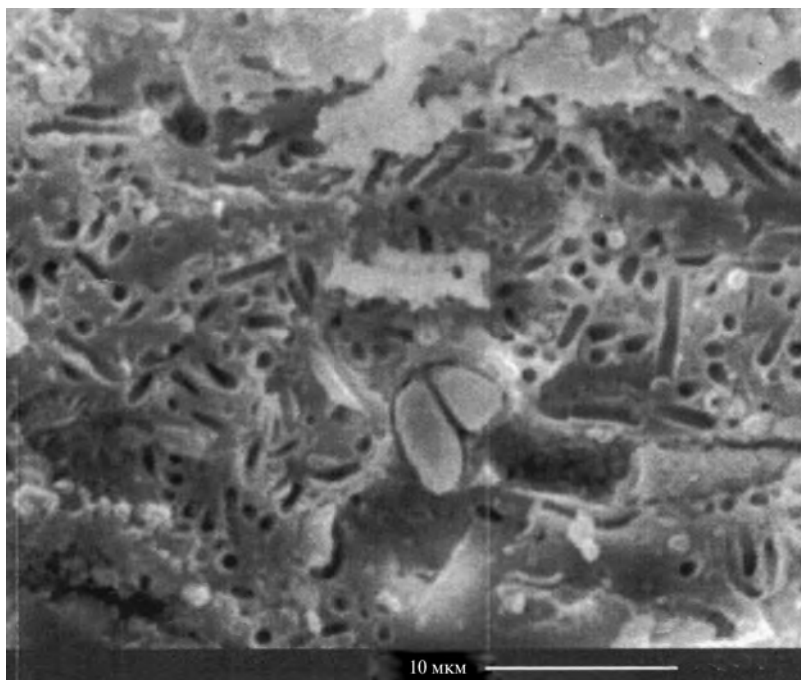


Рис. 5. Поверхность кремниевого слоя (гейзерита) с пустотами от цианобактерий. Камчатка, вулкан Узон [3].

клетки цианобактерий, находясь в окремненных чехлах, не подвергаются минерализации, сохраняют типичную ультраструктуру и способны к размножению.

При изучении горячих источников Греции с диапазоном температуры от 28 до 89,5° установлено, что флора термофильных цианобактерий насчитывает 128 видов, разновидностей и форм [9]. Преобладающая часть видов (77%) приходится на нитчатые представители, меньшую часть (23%) составляют одноклеточные виды. Сходные данные получены и по горячим источникам Йелоустонского национального парка США, в которых обнаружено еще большее число видов цианобактерий — 166. Установлено, что чем выше температура источников, тем меньше населяющих их видов. Если при температуре 28—35°С

найдено 65 видов, то при температуре 85—90° С только 2 вида. Обращает на себя внимание отличие цианобактерий горячих источников от обитателей холодных вод — сравнительно небольшие размеры их клеток. Характерной чертой многих видов термофильных цианобактерий является их способность осаждать из воды кремнезем и карбонаты.

Изучение строматолитов, кремнистых туфов, травертинов и других минеральных отложений в гидротермах показало, что в них наряду с абиогенным отложением происходит биоминерализация цианобактериями соединений кремния, кальция, фосфора, железа и магния [4].

Образование микрофоссилий в культурах цианобактерий при отложении минералов прослежено в лабораторных условиях. Оно происходит только в мертвых цианобактериях, продолжительность этого процесса составляет несколько часов. Опыты показали очень быструю реакцию микроорганизмов на повышение концентрации кремния в среде в его осаждении [11].

В «голубых» озерах условия для осаждения кремнезема цианобактериями не благоприятны. Его повышенные содержания наблюдаются только на небольших участках, там где размываются кремнеземсодержащие породы, поставляющие в воду кремниевую кислоту (гель). К ним приурочены цианобактериальные маты и массовые скопления диатомовых водорослей — главных потребителей растворенного в воде кремнезема.

По мнению автора, в раннем докембрии, когда на поверхности Земли не было кремнезема, появившиеся цианобактерии приспособились к существованию на «продуктах собственного производства» — на глобулях опала. Такой способ формирования каркаса матов существовал миллиарды лет, во время которых были образованы мощные толщи кремнеземсодержащих пород, вошедших в состав гранитного слоя. В современных цианобактериальных матах «голубых» озер глобули опала заменены мелкозернистым кварцевым песком.

Окремненные цианобактерии содержатся не только в современных, но и в древних отложениях. Изучение под электронным

микроскопом показало, что в них в массовом количестве присутствуют фоссилизированные бактериальные структуры, не видимые под световым микроскопом [3]. Они установлены в архейских и протерозойских железистых кварцитах Кривого рога, КМА, Кольского п-ова, Карелии, Канады, Австралии и других регионов мира, в строматолитовых доломитах и известняках, в породах иного состава и возраста (рис. 6). Как пишет по поводу изображенного на указанном рисунке объекта М.М. Астафьева с соавторами [3], под электронным микроскопом видно, что изнутри чехол цианобактерии покрыт мелкими (диаметр менее 0,5 мкм) сферическими гранулами, по всей видимости, опаловыми. Это изображение на-

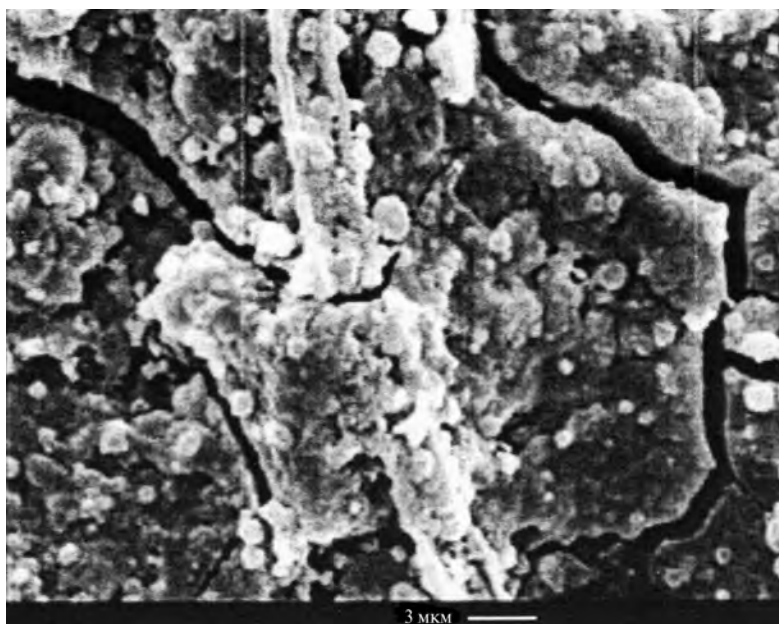


Рис. 6. Верхнеархейские (лопийские, возраст около 2,8 млрд лет) ископаемые микроорганизмы, содержащиеся в углеродистых сланцах. Нить цианобактерий (?) диаметром около 3 мкм и длиной более 50 мкм. Внутри чехла нити видны округлые, скорее всего, опаловые гранулы (глобули). Северная часть Хизоваарской зеленокаменной структуры. Северная Карелия [3].

поминает начальную стадию выпадения опала, когда в клеточной оболочке образуются островки из сросшихся сферических гранул. Процесс подобного окремнения микроорганизмов был изучен на современных естественных объектах из термальных источников кальдеры вулкана Узон на Камчатке, где он происходил при концентрации кремнезема не менее предела насыщения.

В наиболее древних кремнеземсодержащих отложениях преобладают отпечатки нитчатых форм, размером и внешним видом напоминающие некоторые виды современных цианобактерий. Как пишет В.И. Сиротин [53], для отложений КМА и Кольского п-ова характерны нитевидные, вырастающие из одного основания формы цианобактерий.

Роль микроорганизмов в образовании железистых кварцитов

Об участии цианобактерий в образовании железистых кварцитов специалисты разных стран пишут, начиная с 1922 г., когда в формации Бивабик в районе оз. Верхнего (США) были обнаружены «водорослевые структуры». Эта проблема прорабатывалась и специалистами нашей страны. Однако до настоящего времени не получено ответа на вопрос, что является причиной, а что — следствием: железистый осадок образован цианобактериями или же сами микроорганизмы развивались за счет уже готовой гидроокиси железа [62]. Одни авторы публикаций считают цианобактерии важным фактором образования железистых кварцитов (не объясняя, каким), другие не согласны с ними. По мнению последних, если допустить возможность образования джеспилитов при участии цианобактерий, то будет непонятно, почему этот процесс прекратился в раннем палеозое, хотя рассматриваемые микроорганизмы широко распространены и в наши дни.

Как уже отмечалось, долгое время не были известны примеры современного образования осадков, похожих на тонкослоистые железистые кварциты докембрия. Этот процесс, происходящий при участии цианобактерий, впервые был описан нами на аномальных («голубых») озерах севера Западно-Сибирской и Русской равнин [34].

Знакомство с образцами железистых кварцитов в геологических музеях ВСЕГЕИ и Горного института, изучение имеющихся у автора нескольких сотен аншлифов этих пород и сопоставление их с исследованными кернами донных отложений «голубых» озер приводят к следующему выводу. Джеспилиты состоят: 1) из погребенных циано-бактериальных матов; 2) из погребенных продуктов переотложения (в том числе многократного) тонкослоистых железосодержащих отложений, в них чередуются грубые слои кварцита и железа.

Тонкие слои железистых кварцитов часто еле различимы при 7—10-кратном увеличении. Они сложены железистыми минералами, зернами кварца и слагавшим цианобактериальные маты органическим веществом. Во время осадконакопления их толщина составляла миллиметры, а после обезвоживания, уплотнения и метаморфизма сократилась до десятых и сотых долей миллиметра. Цвет микрослойков (следов циано-бактериальных матов) обычно темно-серый с металлическим блеском (магнетит), реже — красный (гематит) и черный (углерод); микрослойки чистого светло-серого кварца среди них встречаются редко. Ниже приведены данные по гранулометрии железистых кварцитов разных регионов.

На месторождении «Кривой Рог» содержание рудного вещества в рудных полосах достигает 80—90%, а нерудного — составляет 10—30%. В нерудных полосах содержание рудных минералов колеблется от 5 до 10%. Средние размеры агрегатов рудных минералов в рудных полосах изменяются от 0,10 до 0,30 мм (в среднем 0,15 мм), а в нерудных — от 0,04 до 0,07 мм. Пылевидные включения в кварце имеют размеры около 0,001 мм. Размеры зерен кварца колеблются от 0,02—0,07 до 0,1—0,8 мм [17]. Размеры полиэдрических сростков магнетита достигают 2,5 мм. [16]. В джеспилитах Кольского п-ова размеры зерен и агрегатов гематита колеблются от 1—5 мкм до 0,5—2 мм. Они имеют гелицитовую текстуру и группируются в очень тонкие, слабоконтрастные микрослойки, параллельные главной полосчатости [13]. В Карелии (Костомукшское месторождение) разме-

ры кристаллов магнетита в рудных слойках колеблются от 0,02 до 0,2 мм. В кварцевых слойках магнетит образует включения в кварце размером менее 0,01 мм, а также отдельные редкие зерна 0,02—0,05 мм в поперечнике. Углеродистое вещество в виде тонкой пыли находится в прерывистых слойках мощностью в сотые доли миллиметра или равномерно распылено в породе. Его содержание колеблется от 2 до 4,4% [12]. В джеспилитах КМА зерна кварца имеют алевритовую размерность (крупнее 0,01 мм). Магнетит в микрослойках всегда ассоциирует с более крупнозернистым кварцем, средние размеры которого всегда больше 0,025—0,027 мм. Гематит во всех случаях ассоциирует с более мелкозернистым кварцем, средние размеры зерен которого всегда меньше 0,027 мм. Слойки кварца, не содержащие включений рудных минералов, сложены самыми крупными зернами [45].

Как было показано выше, зерна кварца в кварцитах и железистых кварцитах докембрия представляют собой микроскопические оолитового строения шарики (глобули), затравками при образовании которых были цианобактерии. Глобули опала в бассейнах криптозоя, как в наши дни песок «голубых» озер, служили каркасом цианобактериальных матов. В криптозое из них сформировались мощные толщи осадков, которые после метаморфизма превратились в кварциты и железистые кварциты гранитного слоя.

Наряду с нормально залегающими микрослойками магнетита, гематита и кварца (погребенными цианобактериальными матами) в джеспилитах присутствуют слои «вторичных» образований — продуктов размыва и переотложения матов. В отдельных слоях наблюдается обогащение железистым материалом, подобно тому, как это происходит в современных «голубых» озерах. Их мощность изменяется в широких пределах. Как видно в аншлифах, тонкие слойки «вторичных» образований с размывом ложатся на «первичные» микрослоистые осадки.

Внутриджеспилитовые размывы сопровождались разнообразными пластическими дислокациями рыхлых железосодер-

жащих отложений. Одним из первых эти дислокации описал М.С. Точилин [62], который отнес их к явлениям оползневого характера и объяснил «пластическим течением рудного материала». Наряду с микроскладками в рассматриваемых интервалах джеспилитов отчетливо видны другие нарушения — микроплоччатость, микробудинаж и разлинзование, обусловленные пластическим течением слабо уплотненного мелкозема, разные слойки которого сложены минералами разного удельного веса (удельный вес кварца 2,7, магнетита — 4,8—5,3).

В рассматриваемых тонкослоистых породах наблюдаются изменения в содержании серы (сульфатов) и углерода (органических веществ), что, по мнению автора, также указывает на участие цианобактериальных матов в образовании джеспилитов. Основываясь на результатах анализов нескольких тысяч проб джеспилитов КМА, Н.А. Плаксенко пришел к выводу «о закономерном увеличении числа проб с минимальным содержанием серы по мере увеличения в породе содержания рудного железа» [45, с. 130]. По нашему мнению, эта закономерность обусловлена биохимическими процессами, происходившими в докембрийских бассейнах. Как и в современных голубых озерах, содержание серы в них сокращалось в процессе жизнедеятельности вырабатывавших сероводород цианобактериальных матов.

При рассмотрении вопроса о роли углерода (органического вещества) в образовании джеспилитов с участием цианобактерий следует различать углерод, растворенный в воде (гуминовые и фульвокислоты), и углерод, находившийся в самих цианобактериях: как и сера, растворенный в воде углерод был необходим для их жизнедеятельности. Углерод же, содержащийся в самих цианобактериях, погребался новыми слоями цианобактериальных матов и вместе с осажденным из воды железом переходил в осадок. Поэтому в рудных прослоях свободного углерода всегда больше (до 0,57%), чем в безрудных (меньше 0,025%). Как пишет Н.А. Плаксенко, «геохимическая роль углерода в формировании пород докембрийских железорудных формаций огромна и мы не должны недооценивать ее» [45, с. 145]. Так было в до-

кембрии, такая картина наблюдается и в современных голубых озерах. Другого источника углерода джеспилитов не было.

Таким образом, ведущая роль в образовании железистых кварцитов, включая джеспилиты, принадлежала цианобактериям, которые из воды докембрийских бассейнов извлекали необходимые для жизнедеятельности растворенные сульфаты, органические вещества, железо и кремнезем. При благоприятных условиях (медленном устойчивом погружении) цианобактериальные маты и продукты их переотложения погребались и в процессе диагенеза и метаморфизма превращались в джеспилиты.

Зафиксированные в микрослойках джеспилитов цианобактериальные маты представляют собой страницы биохимической жизни Земли в криптозое. Время их существования зависело от погодных условий. В наши дни, по наблюдениям автора на «голубых» озерах разных регионов, оно колеблется от нескольких дней до нескольких недель, а зимой — до нескольких месяцев.

Цвет воды докембрийских бассейнов зависел от состава и количества растворенных в ней веществ. При высоком содержании железа и органики, как и в наши дни на черных озерах, вода имела разной интенсивности желтый с бурым оттенком цвет. Только в бассейнах, содержащих достаточные для жизнедеятельности цианобактериальных матов количества минеральных и органических веществ, она была чистой с зеленовато-голубым оттенком, как на современных «голубых» озерах.

Сероводородная составляющая жизнедеятельности цианобактерий зафиксирована в громадных объемах докембрийских железных руд. В чем же проявилась ее кислородная составляющая?

Возраст железистых кварцитов южной части Гренландии, составляет 3,8 млрд лет. Следовательно, согласно нашим представлениям об их биохимическом происхождении, начиная с раннего докембрия, на Земле существуют условия, благоприятные для жизнедеятельности цианобактериальных матов. Это значит, что в криптозое образующийся фотосинтетическим путем кислород расходовался на окисление образующегося в геосинклинальных бассейнах железа. (Геохимические исследова-

ния изотопов серы указывают на то, что поступление биогенного кислорода в гидросферу началось, по крайней мере, не позднее 3,0 млрд лет назад [54]). Следует подчеркнуть, что окисление железа в геосинклинальных водоемах докембрия осуществлялось не атмосферным кислородом, как принято считать, а кислородом, вырабатывавшимся в этих водоемах цианобактериями. Все это время атмосфера Земли была бескислородной. Увеличение содержания в ней кислорода происходило очень медленно, только вначале фанерозоя была пройдена точка Пастера.

Наряду с кварцитами и железистыми кварцитами практически в течение всего геологического этапа развития Земли при участии микроорганизмов накапливались и другие осадки. Наиболее широко из них распространены образованные при участии цианобактерий строматолитовые доломиты и известняки, а также фосфориты. Как пишет А.Ю. Розанов, в настоящее время уже описано более ста минералов, образование которых может быть связано с деятельностью бактерий. Особенно велика их роль в образовании глинистых осадков: с одной стороны, они могут играть роль организатора транспорта глинистых частиц на дно, а с другой — быть катализаторами образования аутигенных силикатов в слизистых чехлах цианобактерий [51].

Образование литосферы

Приведенные сведения об образовании пород гранитного слоя при участии микроорганизмов позволяют нам высказать замечания в адрес существующих гипотез образования литосферы и гидросферы и изложить свое видение решения этих проблем. Как уже отмечалось, в объяснении причин образования литосферы и гидросферы нет единого мнения. Сторонники новой глобальной тектоники (неомобилисты) доказывают, что земная кора состоит из крупных блоков — литосферных плит, находящихся в постоянном движении относительно друг друга. Их противники (фиксисты) считают, что на Земле отсутствуют силы, способные привести в движение огромные массивы материков: ведущая роль в развитии земной коры принадлежит вертикальным тектоническим движениям и геосинклиналям.

Изучением геосинклиналей геологи разных стран занимаются почти 200 лет, однако некоторые важные вопросы их образования и развития все еще остаются не решенными. Установлено, что геосинклинали представляют собой узкие длинные зоны высокой подвижности и проницаемости, состоящие из большого числа разной величины линейно-вытянутых участков. Они характеризуются разной относительной скоростью нисходящих движений, пестротой фаций и дислокациями преимущественно гравитационного происхождения. Считается, что геосинклинали представляют собой наложенные на базальтовый слой глубокие впадины, заполненные в разной степени дислоцирован-

ными и метаморфизованными магматическими и осадочными породами большой (до 10—25 км) мощности. По характеру проявления тектонических движений в них выделяют внутренние, подвижные, наиболее прогнутые части — эвгеосинклинали, и окраинные, менее подвижные, менее прогнутые части — миогеосинклинали. В базальных слоях эвгеосинклиналей преобладают породы офиолитовой формации (изверженные породы мантийного происхождения), граувакки, аспидные сланцы. Выше по разрезу развиты граниты, гнейсы, кристаллические сланцы, железистые кварциты, терригенные и карбонатные осадочные породы, а также магматические породы основного и среднего состава. Заканчивается разрез геосинклинального комплекса флишем, на котором залегают молассы — свидетели смены нисходящих тектонических движений восходящими движениями. В миогеосинклиналях же вулканогенные породы практически отсутствуют, в них преобладают слабо дислоцированные терригенные и карбонатные породы, широко представлены породы флишевой формации [10, 41].

Основой зарождения геосинклиналей являются глубинные разломы, которые, по определению академика А.В. Пейве (1956 г.), должны обладать планетарной протяженностью, значительной (мантийной) глубиной заложения и большой продолжительностью существования. В истории развития материковой коры установлено 20 тектономагматических (геосинклинальных) циклов: 16 в архее и протерозое и 4 в фанерозое [46]. Это означает, что в геологической истории Земли 20 раз происходило образование новых систем глубинных разломов и 20 раз в них зарождались и развивались геосинклинали. В общих чертах этот процесс представляется нам в следующем виде

Периодическое образование зон глубинных разломов и обусловленных ими геосинклиналей — явления планетарные. Вслед за Г.Н. Каттерфельдом (1962 г.), М.В. Стовасом (1962 г., 1963 г.), В.А. Цареградским (1963 г.), мы считаем, что при движении по эллиптической орбите во время галактического года (180—200? млн лет) скорость вращения Земли вокруг оси изме-

няется, что приводит к периодическому перемещению ее подкорковых масс. При замедлении скорости вращения они перетекают к полюсам, а при увеличении — к экватору. В определенных зонах, названных указанными авторами критическими параллелями и критическими меридианами, возникают высокие напряжения, приводящие к образованию глубинных разломов.

До настоящего времени нет единого мнения в объяснении причин устойчивых нисходящих движений в начальный и средний этапы развития геосинклиналей и поднятий — в их завершающий этап. Предложено много гипотез. Считается, что накопление вулканогенных и осадочных пород геосинклинального комплекса большой мощности связано с образованием прогибов в кровле мантии. Причины этого объясняются по-разному. Одни исследователи вслед за Дж. Холлом (1859 г.) называют вес накапливающихся отложений, сносимых с прилегающих гор. Под их тяжестью мантия прогибается, что дает возможность для накопления новых осадков и дальнейшего развития геосинклинали. Другие исследователи называют тектонические причины, ими разработаны гипотезы кратеров поднятия, контракции, пульсационная, подкорковых течений, глубинной дифференциации вещества, ундационная, тектоники литосферных плит и др. По нашему мнению, в образовании геосинклинальной впадины и вес пород, и указанные выше тектонические процессы — явления вторичные. Первичными являются процессы образования глубинных разломов и ювенильной воды в них. Появление воды в верхней мантии приводит к гидротермальному преобразованию слагающих ее ультраосновных пород, выносу продуктов преобразования на земную поверхность и, как следствие, к проседанию поверхности мантии — к образованию геосинклинальной впадины, постепенно заполняющейся магматическими и осадочными отложениями.

Глубинные разломы являются своего рода спусковым механизмом, запускающим процесс образования и развития геосинклинали. Они снижают геодинамическое давление в породах верхней мантии, что приводит к появлению в ней магматичес-

ких расплавов и ювенильных вод, служат путями их миграции к земной поверхности. Как известно, слагающие Землю метеориты состоят преимущественно из ультраосновных пород, в которых содержится до 0,5% воды. При температуре более 374—450°C и давлении более 21,8 МПа вода в недрах находится в надкритическом состоянии, различия между жидкостью и газом отсутствуют. Водородные связи у такой воды непрочные и молекулы распадаются на OH^- и H^+ . Её вязкость становится меньше, что увеличивает миграционные способности и пределы растворения в ней химических соединений. В таком состоянии вода находится на глубине более 10—15 км. На меньшей глубине, где температура и давление ниже, она переходит в пар или жидкость. [39].

Характерной особенностью ультраосновных пород, представленных преимущественно оливином ($(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$), является их неустойчивость к воздействию водяного пара и горячей воды. Перемещаясь по системам разрывных нарушений, флюиды преобразуют породы мантии, забирают из них легкоподвижные компоненты (SiO_2 , FeO , MgO , Al_2O_3 , CaO) и выносят на земную поверхность. Эти «гидроэлеваторы» «работают» в течение всего геосинклинального цикла, о чем свидетельствуют мощные толщи кремнистых сланцев, кварцитов, джеспилитов, строматолитовых доломитов и известняков, других пород гранитного слоя, образованных из вынесенных минеральными источниками продуктов метаморфизма ультраосновных пород мантии. На это же указывают материалы бурения Кольской сверхглубокой скважины. На глубине более 10 км в условиях высоких температур и давлений в породах гранитного слоя она вскрыла зоны трещиноватости — зияющие трещины и пустоты, в которых водяной пар и вода перемещаются «с большой скоростью» [21].

О составе и объемах выносимых из земных недр продуктов преобразования пород мантии можно судить по характеру термальных вод современных геосинклинальных областей. Минерализация вод гейзеров Камчатки, Сев. Америки, Исландии и других регионов колеблется от 1 до 3, иногда достигает 7—9 г/л.

Содержание кремнекислоты в них составляет (мг/л): на Камчатке (Долина Гейзеров) 180, в Северной Америке (Йелоустонский парк) 470, в Исландии 500 [48]. В водах Большого и Малого Банных источников Камчатки при общей минерализации 0,7—1,4 г/л содержится до 300 мг/л кремнезема [47]. В сутки термальными водами разных регионов выносятся сотни тонн кремнезема и других химических соединений [29]. Гейзериты Камчатки содержат: SiO_2 от 88,37 до 92,51%, CaO — до 6,72%, Al_2O_3 — до 2,14%, Fe_2O_3 — до 3,76% [48].

В зонах глубинных разломов породы мантии приспосабливаются к новым термодинамическим условиям. Их состав и физические свойства, прежде всего плотность, изменяются: минералы с высокой плотностью преобразуются в минералы с меньшей плотностью. Если у ультраосновных пород (оливина) плотность составляет около 4,0, то у образованных из них пород основного состава (базальта) она не превышает 3,0, а у пород кислого состава (гранита) — 2,7 г/см³.

При понижении температуры до 400—200°C метаморфизм ультраосновных пород приводит к образованию минералов группы серпентина — водного магнезиального силиката, магний которого почти всегда замещен железом. Общая формула серпентина $\text{Mg}_6(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$, его плотность 2,7—2,55 г/см³. Минералы группы серпентина входят в состав серпентинита, образование которого сопровождается появлением большого количества новых минералов; среди них резко преобладают силикаты и гидросиликаты магния. В виде примеси в нем содержатся магнетит, карбонаты и реликты исходных минералов [10]. По мере развития геосинклинали зона серпентинизации пород мантии постепенно увеличивалась, в результате чего увеличивался и объем выносимых на земную поверхность продуктов их метаморфизации. Здесь при участии микроорганизмов кремнезем, железо и другие продукты преобразования ультраосновных пород осаждались и после метаморфизации вошли в состав гранитного слоя. Как было показано выше, кремнеземсодержащие породы гранитного слоя (кварциты, железистые кварциты) име-

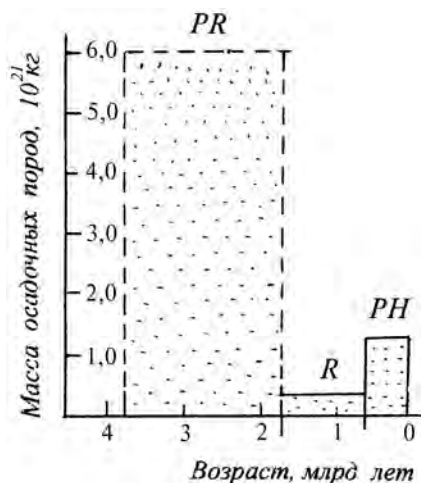


Рис. 7. Схема распределения массы осадочных пород в геологической истории Земли. PR — ранний докембрий, R — рифей, PH — фанерозой (по А.Б. Ронову и др.).

ют не обломочно-осадочное, как принято считать, а биогенно-осадочное происхождение: они сложены образованными при участии цианобактерий мельчайшими частицами кремнезема — глобулями опала. Аналогичное происхождение имеют и строматолитовые доломиты и известняки. Как видно на рис. 7, объемы осадочных пород криптозоя колоссальны.

Положение нижней границы слоя мантии, из которого вынесены продукты геохимического преобразования ультраосновных пород, вошедшие в состав гранитного слоя, зависит от глубины заложения и количества разрывных нарушений, в которых образуются и перемещаются расплавы магмы и обогащенные химическими соединениями ювенильные воды. Чем больше мощность гранитного слоя, тем глубже положение этой границы. Согласно нашим представлениям о происхождении геосинклиналей и гранитного слоя, последний должен залегать непосредственно на измененных процессами метаморфизма ультраосновных породах мантии. Однако в настоящее время эти породы верхней мантии ошибочно называются базальтовым слоем, якобы залегающим между гранитным слоем и мантией. Как известно, термины «гранитный слой» и «базальтовый слой»

условны. Так их называют потому, что скорости прохождения в них продольных сейсмических волн такие же, как в гранитах и базальтах и составляют 5,5—6,5 км/сек и 6,5—7,2 км/сек., соответственно. Установлено, что гранитный слой состоит не только из гранитов, но и из пород иного состава – гнейсов, кристаллических сланцев, кварцитов, мраморов и др. Состав же пород так называемого базальтового слоя неизвестен, предполагается, что он сложен базальтами. Долгое время считалось, что образование этих пород связано с вулканизмом догеологического, «лунного» этапа развития Земли. Сторонники новой глобальной тектоники их появление связывают с молодым внутри-плитным магматизмом [28, 60].

В многочисленных публикациях содержатся разные представления о взаимоотношении слоев базальта, залегающих под материками и под дном океанов. Одни исследователи считают их разновозрастными образованиями, другие — одновозрастными (рис. 8). Как видно на указанном рисунке, под материками мощность базальтового слоя достигает 40 км, а его подошва (т.е. кровля мантии) залегают на глубине 50—60 км. Под океанами же мощность базальтового слоя меньше 10 км, а кровля мантии находится непосредственно под их дном. Мы считаем эти представления ошибочными. В отличие от излившихся в разное время базальтов на дне океанов «базальтовый слой» материков таковым не является. Он сложен не излившимися базальтами, а преобразованными процессами метаморфизма ультраосновными породами мантии (рис. 9). Это означает, что на материках земная кора состоит не из трех, а из двух слоев — осадочного и гранитного. Под океанами она также двучленна: наряду с осадочными породами фанерозоя включает базальты широкого возрастного диапазона — от раннего докембрия до наших дней.

Указанные выше различия в строении внутренних и внешних частей геосинклиналей, по нашему мнению, обусловлены различиями в строении разных частей зон глубинных разломов. Чем больше разломов глубокого заложения в верхней мантии, тем больше объем вынесенных из нее пород, следовательно, тем

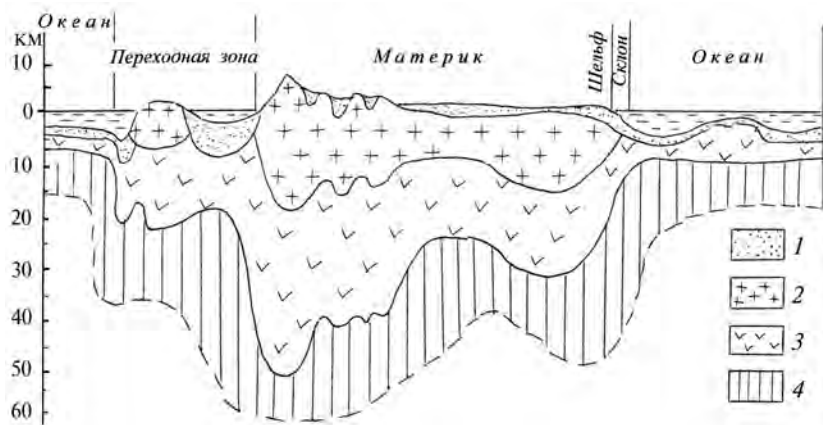


Рис. 8. Строение земной коры по В.Е.Хайну (с упрощениями автора).

1 — осадочный слой, 2 — гранитный слой, 3 — базальтовый слой, 4 — верхняя мантия.

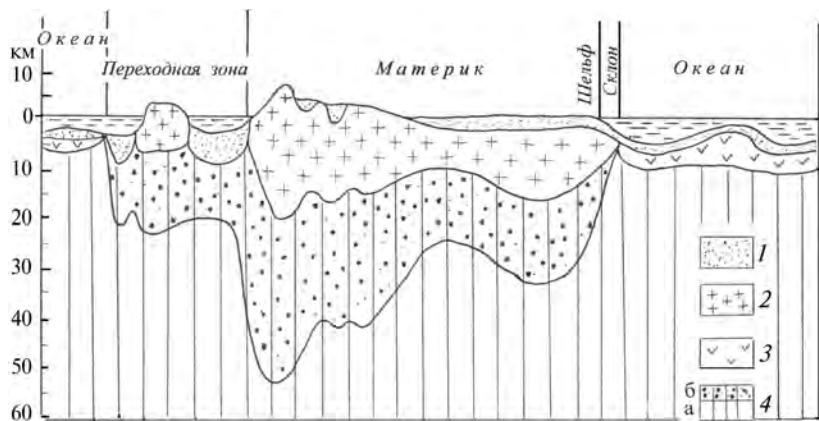


Рис. 9. Строение земной коры. Составил И.Л.Кузин с использованием материалов В.Е.Хайна (см. рис. 8).

1 — осадочный слой, 2 — гранитный слой, 3 — базальтовый слой, 4 — верхняя мантия: а — в первозданном состоянии, б — измененная процессами метаморфизма, продукты которого вошли в состав гранитного слоя.

больше глубина проседания ее кровли. Во внутренней части геосинклинали, в эвгеосинклинали, где много глубоких разломов, геохимические преобразования ультраосновных пород мантии охватывают зону глубиной в несколько десятков километров. Здесь в течение многих миллионов лет из мантии выносятся магма и ювенильная вода, обогащенная продуктами метаморфизма ультраосновных пород, в результате чего кровля мантии глубоко проседает. Так образуется геосинклинальная впадина, заполненная разными по составу породами большой мощности. В породах геосинклинального комплекса широко распространены структуры гравитационного происхождения — «ранние геосинклинальные трогии», шарьяжи, глыбовые надвиги и складки скалывания [10, 41]. Во внешних частях геосинклинали, в миеосинклиналиях, где глубина заложения разломов небольшая, интенсивность геохимического преобразования пород мантии и проявления в них тектонических процессов намного слабее.

Образованная из ультраосновных пород метеоритов первозданная Земля представляла собой правильной формы сплюснутый с полюсов шар. С появлением первых геосинклиналей его форма стала изменяться, так как преобразование пород мантии в зонах глубинных разломов сопровождалось их разуплотнением и образованием гранитного слоя, плотность пород которого заметно меньше плотности пород мантии. Появление слоя разуплотненных ультраосновных пород мантии и гранитного слоя явилось началом формирования будущих материков, которые в соответствии с условиями изостазии поднялись («всплыли») над поверхностью Земли, не прошедшей геосинклинального пути развития.

Так появились поднятые над первозданной поверхностью Земли участки будущих материков, площадь которых увеличивалась с каждым новым геосинклинальным циклом. Современные геосинклинали отделяют области Земли, уже прошедшие геосинклинальный путь развития, от областей, которым еще предстоит пройти этот путь. Это видно на примере лишенного гранитного слоя Тихого океана, где складчатые структуры двух последних геосинклинальных циклов окружают глубоководную

часть океана, постепенно сужая ее: мезозойская (Тихоокеанская) складчатость распространена на подступах к ней (Восточная Азия, Кордильеры, Анды), а кайнозойская (Альпийская) — непосредственно окружает ее. Через четыре миллиарда лет, когда в геосинклиналях будут «переработаны» оставшиеся под дном Мирового океана первозданные ультраосновные породы Земли, гранитный слой будет покрывать всю ее поверхность

Геосинклинали являются областями широкого проявления тектонических процессов, в результате которых появились поднятые над первозданной поверхностью участки Земли — будущие материки. Причины этих процессов не установлены, высказываются разные точки зрения: изменение скорости вращения Земли, внутренняя энергия Земли, сила тяжести, изостазия и некоторые другие. Многие исследователи считают, что современные представления о механизме тектогенеза должны быть основаны на концепции тектоники литосферных плит, применяя которую можно наиболее полно изучить геологическую структуру литосферы [65, 66].

По нашему мнению, первопричиной тектогенеза является планетарный фактор - изменение скорости вращения Земли при движении по эллиптической орбите во время галактического года. С ним связаны изменения величины сплюснутости земного шара в течение галактического года и направления движения подкорковых масс, образование зон глубинных разломов в верхней мантии и приуроченных к ним геосинклиналей. Он определяет продолжительность геосинклинальных циклов (180—200? млн лет) и их составных частей — этапов прогибания (накопления мощных толщ отложений геосинклинального комплекса) и поднятия (образования горных стран). Как было показано выше, появление зон глубинных разломов приводит к высвобождению воды из первозданных ультраосновных пород мантии и к образованию геосинклиналей, результатом развития которых являются разуплотнение пород, изостазия и образование будущих материков. На его фоне постоянно происходят тектонические движения более низкого ранга, обусловленные силой тяжести, пластическими свойствами пород и др.

В настоящее время площадь материков с имеющими гранитный слой окраинными морями примерно равна площади вне-материковой части Земли. Здесь не было геосинклиналей, поэтому нет гранитного слоя. Границей между ними служит край гранитного слоя материков, выраженный в рельефе в виде крупной ступени, получившей название «материковый склон». Долгое время эта ступень рельефа находилась на суше, а в фанерозое была затоплена водами Мирового океана

Образование гидросферы

Гидросфера Земли включает Мировой океан и все поверхностные и подземные воды материков. Ее происхождение и возраст трактуются по-разному: существуют гипотезы космического и земного происхождения, среди которых есть гипотезы, основанные на принятии горячего или холодного образования нашей планеты. Одни специалисты считают, что воду на Землю принесли ледяные кометы, другие связывают ее образование с конденсацией водяного пара при остывании верхней оболочки Земли, после чего ее объем практически не изменился. Большинство же исследователей являются сторонниками холодного происхождения Земли и метеоритного происхождения ее воды. Считается, что вода образуется в верхней мантии, откуда постепенно выходит на дневную поверхность. Показателями этого процесса обычно считаются извержения вулканов, сопровождающиеся интенсивными выбросами водяного пара.

Однако не все исследователи признают эндогенное происхождение этого водяного пара. Еще в начале прошлого века, изучая состав газов, содержащихся в свежих лавах, А. Брен, А. Готье, Р. Чемберлен установили, что в них отсутствует водяной пар, что означало, что его нет и в газах, выбрасываемых вулканами. Такой вывод противоречил уже тогда широко распространенному мнению, что вулканы выбрасывают в атмосферу колоссальные объемы водяного пара. Дискуссии об объемах ювенильных вод, выходящих на поверхность Земли при извержении вулканов, не ути-

хают до настоящего времени. Одни исследователи продолжают утверждать, что магматический газ более чем на 90% состоит из водяного пара, другие же, как и вначале 20 века, доказывают, что практически весь выходящий на дневную поверхность водяной пар имеет поверхностное (экзогенное) происхождение. Примиряющей эти разногласия условно принята доля эндогенной воды в вулканическом водяном паре, равная примерно 5—7%.

Долгое время считалось, что Мировой океан существует с начала геологического этапа развития Земли. На это указывают древние осадочные породы водного происхождения — железистые кварциты (джеспилиты) и строматолиты, возраст которых достигает 3,5—3,8 млрд лет. Однако, как уже отмечалось, во второй половине прошлого века были получены материалы геофизических и геологических исследований, указывающие на молодой (мезозойский) возраст океана (его ложа). В настоящее время происхождение и возраст океана объясняются по-разному. Особенно резко расходятся мнения сторонников и противников новой глобальной тектоники, согласно которой Мировой океан образовался в мезозое в результате раскола и раздвигания (дрифта) составных частей древнего материка Пангеи.

О возрасте и глубине Мирового океана сторонники неомобилизма судят преимущественно по геофизическим данным и производимым ими реконструкциям процессов, происходящих внутри Земли. Среди них также нет единого мнения. Лидер отечественных сторонников неомобилизма академик В.Е. Хаин, например, считает, что глубокий океан существует с раннего докембрия. Это означает, что уже на заре существования планеты объем воды на ней был таким, как в современном Мировом океане. Архейские глубоководные бассейны обладали корой, сходной с современной океанической корой, но менее мощной и несколько отличной по составу. Тихий океан зародился в позднем протерозое или в раннем кембрии, хотя документально доказана история его развития только начиная с ранней юры. История развития Атлантического океана датируется началом юры, а Индийского океана — концом средней юры [66].

Другие сторонники новой глобальной тектоники считают, что объем воды в океане увеличивался постепенно. По мнению С.И. Андреева с соавторами, вначале архея материков и океанов не было, не было и спрединга. Были только небольшие бассейны, объем которых составлял 15—30% объема современных океанов. Тонкая (5—7 км) земная кора имела габбро-анортозитовый состав. В конце архея появились первые сиалические выплавки, а крупные сиалические линзы — будущие материки начали формироваться только в протерозое. В палеозое — начале мезозоя произошла кардинальная перестройка литосферы, в результате которой всплыли океанические глыбы — материки [1].

Некоторые сторонники неомобилизма считают, что 2,2 млрд лет назад верхняя мантия почти остыла и превратилась в ультраосновную кристаллическую породу. Содержащаяся в ней вода стала «связываться» в базальты, при излиянии которых на дневную поверхность она дегазировалась в свободном состоянии в океаны [40]. Согласно расчетам О.Г. Сорохтина и С.А. Ушакова [58], глубина океана в позднем архее составляла 350—700 м, в раннем протерозое — 870 м, а в среднем протерозое увеличилась до 2900 м. Скорость поступления ювенильной воды была очень большой — 1,5 км³/сут. Максимальное увеличение объема воды в океане произошло в нижнем рифее — около 1,5 млрд лет назад [57].

Эти утверждения О.Г. Сорохтина и С.А. Ушакова противоречат геологическим данным. Как известно, геосинклинали рифея окаймляли Восточно-Европейскую, Сибирскую, Индийскую, Северо-Американскую и Австралийскую платформы. В их отложениях широко распространены строматолиты, используемые при стратификации геологических разрезов. На Южном Урале вертикальное распределение различных строматолитов и микрофитолитов позволило разделить рифей на четыре части. Нижний рифей (1550—1300 млн лет назад) представлен бурзянской серией со строматолитами Kussiella и др. [10]. Как известно, строматолиты являются биогенными осадками. Они образуются при участии цианобактерий и других микроорганизмов в мелководных, доступных солнечному свету бассейнах, а не в

глубоководном океане, как можно судить по публикациям сторонников неомобилизма.

Бурное развитие органического мира вначале фанерозоя О.Г. Сорохтин и С.А. Ушаков также связывают с происходящими внутри Земли процессами — с химико-плотностной дифференциацией ее вещества. По их расчетам, в докембрии главный потребитель кислорода — железо вместе с окислами постепенно опустилось из мантии в ядро Земли, в результате чего на рубеже протерозоя и фанерозоя в мантии его практически не осталось. Это обстоятельство явилось причиной быстрого накопления кислорода в атмосфере и гидросфере фанерозоя. С этого времени равновесное содержание кислорода в указанных геосферах стало регулироваться только биологическими процессами: на исчезновение свободного железа в мантии биологическая эволюция ответила взрывом высокоорганизованной жизни на Земле [58].

И эти палеогеографические представления О.Г. Сорохтина и С.А. Ушакова не соответствуют реальным геологическим событиям. Нами было показано [34, 35], что в течение практически всего криптозоя из верхней мантии железо, как и другие продукты преобразования ультраосновных пород, выносилось на земную поверхность, а не опускалось в ядро Земли, как считают указанные авторы. Здесь при участии цианобактерий и других микроорганизмов оно осаждалось в мелководных геосинклинальных бассейнах и в виде железистых кварцитов (джеспилитов) вошло в состав гранитного слоя. Как известно, в этих породах архея и нижнего протерозоя содержится до 95% всех железных руд Земли, их запасы колоссальны — оцениваются в 3000 млрд т. Когда шло образование железных руд, вырабатывавшийся цианобактериями кислород расходовался на их окисление, только небольшая его часть поступала в атмосферу. Вначале фанерозоя, когда образование джеспилитов прекратилось, весь кислород из воды геосинклинальных бассейнов стал выходить в атмосферу, что и привело к бурному развитию биосферы.

В.В. Белоусов, В.В. Орленок, И.А. Резанов, Е.М. Рудич и некоторые другие исследователи критикуют основные положения

новой глобальной тектоники, в том числе представление об образовании океанов в результате раздвигания древних материков. По их мнению, океаны сформировались в процессе погружения и океанизации (базификации) земной коры континентального типа и имеют молодой возраст: гранитная кора как бы растворилась в поднимающихся по разломам горячих массах базальта [42]. Как пишет В.В. Белоусов, до начала, а в ряде случаев до конца мезозоя на месте современных океанов находились материки с морями, глубина которых не превышала нескольких сотен метров. Образование же океанов началось только в юре и продолжается до настоящего времени. Оно — результат некомпенсированного осадконакоплением оседания земной коры. Срединно-океанические хребты и осложняющие их рифты имеют более молодой (конец палеогена-неоген-антропоген) возраст. Одновременно с увеличением объема океанических впадин происходило увеличение количества воды в них [6].

В качестве подтверждения правильности представлений о молодом погружении и океанизации материковой земной коры противники неомобилизма приводят материалы глубоководного бурения в юго-западной части Тихого океана. Здесь на глубине 2—3 км встречены гайоты — вулканы, на склонах которых вскрыты отложения с мелководной фауной мелового возраста. Они считают, что в послемеловое время эта часть дна океана вместе с вулканами погрузилась на 2—3 км. По нашему мнению, возможно и другое объяснение происхождения гайотов. Как будет показано далее, их следует рассматривать как образованные на первозданной поверхности Земли вулканы, затопленные водами палеозой — кайнозойской эвстатической трансгрессии.

По мнению А.П. Виноградова, из мантии вода выносилась магмой кислых пород. По мере приближения к земной поверхности расплав остывал, содержащийся в нем перегретый водяной пар превращался в воду, из которой образовалась гидросфера [7]. Сколько же кислой магмы должно было выйти на поверхность Земли, чтобы при содержании в ней от 5 до 7% воды образовалась современная гидросфера? По нашему мнению, из

земных недр с магмой разного, преимущественно основного состава вышла лишь небольшая часть ювенильной воды. Основная же ее масса вместе с растворенными химическими элементами ультраосновных пород на земную поверхность вышла в виде минеральных источников.

Не вся ювенильная вода поступает на дневную поверхность, большая ее часть остается в минералах и породах геосинклинального комплекса. Это видно на примере опала (аморфного кремнезема) — ведущего компонента пород гранитного слоя, в котором содержится до 20—30% воды [34]. По подсчетам академика А.В. Сидоренко [52], в земной коре находится до 60% воды гидросферы. Некоторое ее количество поступает в атмосферу и в процессе диссипации водорода в верхних ее слоях уходит в мировое пространство. Таким путем Земля ежегодно теряет до 0,1 км³ воды [26].

Геосинклинальные бассейны криптозоя были своего рода оазисами, за пределами которых поверхность Земли представляла собой пустыню, подобную пустыням Луны и Марса. Вода защищала живые организмы от губительного воздействия ультрафиолетового излучения Солнца. Как уже отмечалось, активное преобразование первозданной атмосферы началось только в фанерозое. В кембрии содержание кислорода в ней достигло 1%, в силуре оно увеличилось до 10%, а в конце девона приблизилось к современному его уровню. Однако высказываются и другие представления о времени появления свободного кислорода в атмосфере. Некоторые авторы считают, что он появился в протерозое, около двух миллиардов лет назад [27], или даже в архее [55]. Они ссылаются на результаты проведенных Ю.П. Казанским определений содержания газа в железистых кварцитах. Этим исследователем установлено, что в породах архея концентрация кислорода составляет 5,5%, в породах протерозоя — 13,7%, в породах палеозоя — 18,0 [55]. В приведенных высказываниях обращают на себя внимание не сами результаты определений, а их палеогеографическая трактовка. Как уже отмечалось нами, изучением происхождения железистых кварцитов в течение

почти ста лет занимаются специалисты разных стран, однако до настоящего времени проблема остается не решенной. По нашему мнению, эти породы имеют не химическое, как принято считать, а биохимическое происхождение. Ведущая роль в их образовании принадлежала цианобактериям, которые осаждали кремнезем и железо и вырабатывали кислород, окислявший железо [31, 34, 35]. Поэтому установленные Ю.П. Казанским концентрации кислорода в кварцитах архея и протерозоя характеризуют не атмосферу того времени, а среду осадконакопления.

По нашему мнению, в образовании океана наряду с эндогенными принимали участие и экзогенные процессы, так как только поступлением воды из земных недр увеличение ее объема в фанерозое объяснить нельзя. Как уже отмечалось, в архее и протерозое, т.е. в 16-и из 20-и циклов геосинклинального развития Земли, бассейны осадконакопления были замкнутыми, мелководными, на что указывают образованные в это время при участии цианобактерий мощные толщи железистых кварцитов и строматолитов. В фанерозое же, т.е. во время 4-х последних геосинклинальных циклов, когда развитие живых организмов шло нарастающими темпами, а вынос продуктов преобразования пород мантии на дневную поверхность оставался прежним, образование железистых кварцитов и строматолитов замедлилось, а затем и прекратилось. Причиной этого, по нашему мнению, явилось не только появление новых кремнезем-потребляющих микроорганизмов, но и большая глубина бассейнов осадконакопления, в которой цианобактерии существовать не могут. В фанерозое к эндогенной воде геосинклинальных бассейнов нарастающими темпами добавлялась экзогенная вода, образованная живыми организмами. С эвстатическим повышением ее уровня связано образование так называемых эпиконтинентальных мелководных бассейнов, широко распространенных в палеозое, мезозое и кайнозое: «молодая» вода медленно заливала низкие участки древней суши.

В настоящее время хорошо изучен только один механизм экзогенного образования воды, связанный с дыханием живых орга-

низмов. Как известно, все живое на Земле дышит — дыхание является основной формой диссимиляции у человека, животных, растений и многих микроорганизмов. Это — физиологический процесс, обеспечивающий нормальное течение метаболизма живых организмов и способствующий поддержанию гомеостаза (постоянства внутренней среды), получая из окружающей среды кислород и отводя в окружающую среду в газообразном состоянии некоторую часть продуктов метаболизма организма — углекислый газ и воду. В зависимости от интенсивности обмена веществ человек выделяет через легкие в среднем около 5—18 л углекислого газа и 50 г воды в час [15, с. 146]. Сколько воды выделяли в прошлом и выделяют в настоящее время микроорганизмы, растения и животные, прошедшие сложный путь развития в геологическое время, не известно. Поэтому остается неизвестным, обеспечивает ли полностью эта биогенная вода увеличение объема гидросферы в фанерозое.

Экзогенная вода, возможно, образуется при извержении вулканов. Как считают некоторые специалисты, в вулканических газах содержится много раскаленного водорода, при окислении которого атмосферным кислородом образуются пары воды [8]. В настоящее время на Земле установлено более 600 действующих и более 1000 потухших вулканов. В минувшие геологические эпохи их было гораздо больше. Атмосфера с современным содержанием кислорода была образована около 300 млн лет назад, поэтому все последующее время могло происходить экзогенное образование воды.

На возможное образование воды при участии микроорганизмов указывают разные исследователи. Об этом пишет и Г.А. Заварзин, рассматривая проблему биогенного образования водорода. Он отмечает, что глобальная продукция этого газа составляет 21—26 млн т, а потребление только 16—19 млн т. Из них более 80% приходится на поглощение почвой, которое является следствием микробиологической активности. Это дает возможную ежегодную продукцию биомассы водородных бактерий порядка 40—50 млн т. Однако все определения про-

дукции водорода учитывают только газ, поступающий в атмосферу. «По-видимому, многократно превосходящие количества водорода окисляются бактериями вблизи мест образования газа и, следовательно, продукция биомассы водородных бактерий должна быть много больше [18, с. 139]. Как известно, окисление водорода приводит к образованию воды.

Одновременно с образованием Мирового океана происходили другие важные, связанные между собой географические события, преобразившие лик планеты: ускоренное эволюционное развитие растений и животных, образование озонового слоя, выход живых организмов на сушу и заселение ими всей поверхности Земли. Эти преобразования были подготовлены эндогенными и экзогенными процессами криптозоэ, преимущественно жизнедеятельностью вырабатывающих кислород цианобактерий. В верхнем протерозое бактерии и водоросли достигли расцвета. В венде (600 млн лет назад) произошла радикальная перестройка жизни на Земле, появились многочисленные высшие водоросли, сформировалось царство многоклеточных животных, метаболизм которых уже был построен на потреблении кислорода из внешней среды [49, 50].

Начало палеозоя ознаменовалось бурным развитием животного мира [67]. В интервале времени от 540 до 520 млн лет назад произошло образование большинства современных групп животных, после которого на Земле не появилось ни одного нового типа животных. Этот феномен получил название «кембрийский эволюционный взрыв». Причины внезапного одновременного появления всех современных биологических типов животных не установлены. Предложено много гипотез, от изменения содержания кислорода и азота в атмосфере до изменения положения материков в Мировом океане. По нашему мнению, «кембрийский взрыв» не был внезапным, он подготовлен рядом взаимосвязанных природных процессов. Во второй половине протерозоя практически закончилось образование железистых кварцитов, поэтому вырабатываемый цианобактериями кислород из геосинклинальных бассейнов стал выходить

в атмосферу. Накопление кислорода в атмосфере, зарождение и постепенное увеличение мощности озонового слоя в конце протерозоя позволили животным приобрести скелет и получить возможность широкого расселения в приповерхностных слоях геосинклинальных водоемов и на низких, «мокрых» участках суши. В результате этого на границе протерозоя и фанерозоя появились условия для образования экзогенной (биогенной) воды, которая вместе с эндогенной водой стала выходить за пределы геосинклинальных бассейнов. Началось затопление низких, не прошедших геосинклинального пути развития участков Земли — образование Мирового океана. Кембрийские мелководные бассейны явились средой, благоприятной для бурного развития живых организмов, приведшего к «кембрийскому эволюционному взрыву».

Причиной образования ложа Мирового океана были не мезозойские провалы и раздвигания его дна, как считают сторонники фиксизма и неомобилизма, а процессы развития геосинклиналей. В архее и протерозое разуплотненная материковая кора силами изостазии была поднята на несколько километров над не прошедшей геосинклинального пути развития первозданной поверхностью Земли. В фанерозое началась эвстатическая трансгрессия, воды которой постепенно затопили эту первозданную поверхность, определив современные границы материков и океанов.

Список литературы

1. *Авдонин В.В., Кругляков В.В.* Металлогения Мирового океана. <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1177306>
2. *Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. Изд-во Моск. ун-та. 1956. 493 .
3. *Астафьева М.М., Герасименко Л.М., Гептнер А.Р.* и др. Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах. М., ПИН РАН, 2011. 171 с.
4. *Балашова Н.Б., Никитина В.Н.* Водоросли. Л.: Лениздат, 1989. 94 с.
5. *Белевцев Р.Я., Бухарев С.В., Коломиец Г.Л.* Концепция плутонического формирования континентальной земной коры Украинского щита//Минералогический журнал. 2000. — 22, №2/3. С. 118—131.
6. *Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1989. 381 с.
7. *Виноградов А.П.* Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 357 с.
8. *Водородная* дегазация планеты: анализ вулканических структур. <http://earth-chronicles.ru/news/2011-12-12-13338>
9. *Водоросли* горячих источников. <http://dic/academic.ru/dic.nst/enc-biology/1306/>
10. *Геологический* словарь. М.: Недра, 1978.
11. *Герасименко Л.М.* Актуалистическая палеонтология цианобактериальных сообществ . Автореф. д-ра биол. наук. М. 2002. 72 с.
12. *Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф., Инина К.А.* Геология и металлогения района Костомушского железорудного месторождения. Петрозаводск: Карелия, 1981.
13. *Горяинов П.М.* Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976.
14. *Гросс Г.А.* Условия образования основных типов докембрийских железистых формаций. //Геология и генезис железисто-кремнис-

- тых и марганцовых формаций мира / Ред. Н.П.Семененко. Киев. Наукова Думка, 1972. С. 71-78.
15. *Дыхание*. Малая медицинская энциклопедия. Т. 2. Гл. ред. В.И. Покровский . М., «Сов. энциклопедия», 1991, 624 с.
 16. *Железисто-кремнистые* формации докембрия Европейской части СССР. Типы формаций / Гл. ред. Р.Я.Белевцев. Киев: Наукова Думка, 1988.
 17. *Железисто-кремнистые* формации Украинского щита. Т. 1 и 2. Докембрий / Отв. ред. Н.П. Семененко. Киев: Наукова думка, 1978. 367 с.
 18. *Заварзин Г.А.* Водородные бактерии и карбоксидобактерии. М.: Наука, 1978. 216 с.
 19. *Заварзин Г.А.* Бактерии и состав атмосферы. М.: Наука, 1984.
 20. *Заварзин Г.А., Крылов И.Н.* Цианобактериальные сообщества – колодез в прошлое. М.: Природа, 1983, № 3. С. 34—43.
 21. *Из истории* Кольской сверхглубокой скважины. <http://www.geoglobus.ru/earth/geo3/earth03.php>
 22. *Как растут* кристаллы – магазин Подарки из камня. <http://www.Podarki33.ru>
 23. *Калганов М.И., Коссовский М.А.* Великий дар природы. М.: Недра, 1968. 201с.
 24. *Калесник С.В.* Основы общего землеведения. М.: Учпедгиз, 1955. 472с.
 25. *Карпов Г.А., Жегалло Е.А., Орлеанский В.К.* Биоморфная ультрас-структура гейзерита: причины образования, следствия , генезис. <http://www.net.ru/publication/volkdey/2007/art23>
 26. *Клиге Р.К.* Изменения глобального водообмена. М.: Наука, 1985. 247 с.
 27. *Короновский Н.В., Ясаманов Н.А.* Геология. М.: Академия, 2006. 303 с.
 28. *Краткая история* развития теории литосферных плит. <http://knowledge.allbest.ru/geology/2c0b65635a3bc78b4d53b88421316c270.html>
 29. *Кремнистые* породы. <http://www.geolib.net/lithology/kremnistye-porody.html>
 30. *Кришнан Н.С.* Условия залегания и происхождение железных руд Индии//Геология и генезис докембрийских железисто-кремни-стых и марганцовых формаций мира. Ред. Н.П.Семененко. Киев: Наукова думка, 1972
 31. *Кузин И.Л.* Голубые озера областей гумидного климата// Изв. РГО. 2001.Т.133. Вып.3.

32. Кузин И.Л. Новейшая тектоника территории Ханты-Мансийского автономного округа. СПб. Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ. 2002. 86 с.
33. Кузин И.Л. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. СПб. Изд-во Государственной полярной академии. 2005. 160 с.
34. Кузин И.Л. О геологической роли синезеленых водорослей и природных условиях докембрия // Изв. РГО. 2007. Т. 139. Вып. 2.
35. Кузин И.Л. О роли микроорганизмов в образовании земной коры // Изв. РГО. 2014. Т. 146. Вып. 2.
36. Лазарева Е.В., Брянская А.В., Жмодик С.М. Микроскопические агенты глобальных процессов. <http://www.Kronoki.ru/act/articles/70/108>
37. Мельник Ю.П. О происхождении докембрийских железистых кварцитов (аккумуляционно-биохимический вариант вулканогенно-осадочной гипотезы) // Геологический журнал. 1973. Т. 33. № 4. С. 32—41.
38. Мельник Ю.П., Луговая И.П. Происхождение рудных минералов докембрийских железистых кварцитов по данным изучения изотопного состава кислорода // Геохимия. 1972. № 10.
39. Михайлов Л.Е., Бродская Н.А. Гидрогеология. СПб, РГГМУ. 2003. 410 с.
40. Монин А.С., Сорохтин О.Г. Эволюция Земли при объемной дифференциации ее недр. Докл.АН СССР. 1982. Т. 263, № 3, С. 572—575.
41. Общая геология / Ред. Г.Д.Ажгирей, Г.П.Горшков, Е.В.Шанцер. М., Просвещение. 1974. 480 с.
42. Океанизация Земли — альтернатива неомобилизма. Сб. научных статей / Отв. ред. В.В.Орленок. Калининград. Изд-во КГУ, 2004. 268 с.
43. Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1965. 207 с.
44. Петрова Н.А., Чернаенко В.М. Синезеленые водоросли в пресноводных водоемах // Природа, 1993, № 8.
45. Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии (на примере Курской магнитной аномалии). Изд-во Воронежского ун-та, Воронеж, 1966. 253 с.
46. Популярная палеогеография. Периодизация истории Земли <http://stepnoy-sledopyt.narod.ru/geologia/paleogeo/penod.htm>
47. Природа Камчатки. Горячие источники. <http://www.kamchatkaonline.ru/Kamchatka%20hot%20springs.html>
48. Происхождение воды гейзеров. <http://www.kscnet.ru/ivs/publication/ustinova/proi.htm>
49. Развитие жизни в криптозое. <http://biofile.ru/geo/2184.html>
50. Ранние этапы формирования земной коры. <http://www.3planet.ru/historu/1430.htm>

51. *Розанов А.Ю.* Ископаемые бактерии и новый взгляд на процессы осадкообразования. <http://www.pereplet.ru/obrazovanie/stsoros/864.htm>
52. *Сидоренко А.В., Розен О.М., Теняков В.А.* Метаморфизм осадочных толщ и освобождение воды при формировании земной коры // Докембрий и формирование земной коры. М.: Наука, 1978. С. 57—64.
53. *Сиротин В.И.* Жизнь архейская и протерозойская. Воронеж, Воронежский гос. ун-т, 2008.
54. *Соколов Б.С.* Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации // Вестн. АН СССР. 1976, № 1.
55. *Солоноватые океаны и атмосфера без кислорода.* <http://proproshloe.ru/ocean.html>
56. *Сорокивикова Е.Г.* Цианобактерии термальных источников Байкальской рифтовой зоны и их роль в осаждении кремнезема как модельных объектов для исследования микрофоссилий. Автореф. канд. дисс. М., 2008.
57. *Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
58. *Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Развитие Земли. М.: Изд-во МГУ. 506 с.
59. *Страхов Н.М.* Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. Ин-та геол. наук. 1947, вып. 73. геол. серия, № 22.
60. *Строение литосферы.* <http://www.gect.ru/lithosphere/structure-of-lithosphere.html>
61. *Технология производства синтетических опалов и их имитаций.* <http://www.webois.org.ua/jtwellery/stones/sinteticab.htm>
62. *Точилин М.С.* Происхождение железистых кварцитов. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 231 с.
63. *Трендаль А.Ф.* Железистые формации группы Хамерсли западной Австралии как типичный пример докембрийских ленточных эвапоритов // Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцовых формаций мира / Ред. Н.П. Семененко. Киев: Наукова думка, 1972.
64. *Фролов В.Т.* Литология. Кн.1. Учебное пособие. М. Изд-во МГУ. 1992, 336 с.
65. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М., 2001. 604с.
66. *Хаин В.Е., Ломизе Н.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд. МГУ, 1985. 480 с.
67. *Этапы развития биосферы в фанерозое.* <http://www.bygeo.ru/materialy/vtoroi-kurs/istoricheskaya-geologiya-ch>
68. <http://www.ophiolite.ginras.ru>

ISBN 978-5-903030-16-3



И.Л. Кузин

Об образовании литосферы и гидросферы Земли

Издательство СЗНИИ «Наследие»

С.-Петербург, 199397, а/я 857

Подписано в печать 14.07.2014. Формат 60х88 1/16.
Усл.-печ. л. 3,0. Уч. изд. л. 3,5. Тираж 300 экз. Зак. № 7.

Отпечатано с готовых диапозитивов
в типографии ООО «Тайм»
190121, С.-Петербург, ул. Садовая, 85, лит. А