

Офиолиты и кора океанов

Одно из базовых положений глобальной тектоники заключается в том, что офиолиты, распространенные в континентальных складчато-надвиговых системах различного возраста, являются реликтами ранее существовавших океанов. Сегодня практически безоговорочно принимается положение об аналогии мафит-ультрамафитовых ассоциаций офиолитов континентов и мафит-ультрамафитовых ассоциаций коры современных океанов. С помощью палинспастических реконструкций, основанных на сведениях о геологическом строении земной коры современных океанов, исследователи восстанавливают историю геодинамического развития как отдельных складчато-надвиговых систем, так и в целом континентов. Статья, во многом основанная на материалах глубоководного бурения в Мировом океане, посвящена обоснованию такого сопоставления.

Ключевые слова: *офиолиты, земная кора, континенты, океаны, тектоника.*

B. A. BLYUMAN (VSEGEI)

Ophiolites and oceanic crust

One of the basic provisions of the global tectonics is that ophiolites distributed continental fold-thrust belts of different ages, are relics of pre-existing oceans. Today, almost unconditionally accepted the position of analogy mafic-ultramafic ophiolite associations continents and mafic-ultramafic association crust modern oceans. Researchers using palinspastic reconstructions, based on information about the geological structure of the crust of the modern oceans, restoring the history of the geodynamic development of individual fold-thrust system, and as a whole – continents. The validity of this comparison in an article largely based on material in deep-water drilling oceans.

Keywords: *ophiolites, the crust, continents, oceans, tectonics.*

В 1997–1998 гг. вышли из печати монографии В. Е. Хаина, А. Г. Рябухина [7] и И. А. Резанова [6], посвященные взаимоотношениям геологических наук и перспективам их развития. В качестве ключевых в них рассмотрены проблемы офиолитов (В. Е. Хаин) и соотношений коры континентов и океанов (И. А. Резанов). Следует отметить, что обе эти проблемы взаимосвязаны, поскольку большинство сторонников тектоники плит считают офиолиты континентов фрагментами коры океанов, сохранившимися после их (океанов) закрытия. При этом сопоставляются ультрамафиты офиолитов континентов с ультрамафитами океанов, мафиты полосчатого комплекса офиолитов – с мафитами третьего слоя коры океанов, базальты офиолитов – с базальтами океанов.

Начиная с работы Г. Штейнмана (1927), утвердилось положение о «родственных» взаимоотношениях различных породных комплексов офиолитовых ассоциаций. Необходимо сразу же отметить, что такие ассоциации были выделены в пределах континентальных складчато-надвиговых систем в то время, когда изучение состава и строения коры современных океанов практически еще не началось, но уже закладывались основы концепции мобилизма.

Принципиально важные положения, во многом определяющие трактовку офиолитовых ассоциаций, содержатся в монографии Р. Колмана:

«...при рассмотрении последовательности событий, которые привели к возникновению офиолитовой ассоциации, необходимо исходить

скорее из полигенетичности, а не когенетичности пород (разрядка моя. – Б. Б.), столь часто принимаемой для ассоциаций и рядов магматических пород или магм. Геологические процессы, фиксирующие полигенетическую историю офиолитов, можно понять лишь в том случае, если удастся установить время и место события... Прямые связи метаморфических перидотитов и... кумулятов в виде подводных питающих даек и переходных зон неизвестны. Эти две единицы комплексов отчетливо разделяются несогласием и до настоящего времени не установлены сколь-нибудь приемлемые способы оценки разделяющих их интервалов времени» [4].

По мнению Р. Колмана, существует ряд признаков, позволяющих отделять ультрамафит-мафитовые ассоциации от комплекса параллельных даек и вулканитов:

«...интрузивные соотношения (даек) с кумулятивными базитами говорят о том, что последние консолидировались до внедрения свиты даек. Тектурные особенности... габброидов свидетельствуют также о том, что они претерпели деформацию до становления... даек. <...> ...тектоническая разобщенность метаморфических перидотитов и перекрывающей их ассоциации габбро... служит подтверждением тому, что метаморфические перидотиты нельзя (разрядка моя. – Б. Б.) включать в полигенетические офиолитовые комплексы. <...> ...кумулятивный комплекс... (мафиты полосчатого комплекса – разрядка моя. – Б. Б.) неоднороден, обнаруживает резкие

изменения состава по латерали и вертикали, что не может быть согласовано с концепцией возникновения расслоенности в результате кристаллизации единой крупной порции магмы, как это представляется в случае расслоенных интрузий Скергаард, Бушвельд» [4]. Приведенные положения Р. Колмана указывают на гетерогенность базальт-мафит-ультрамафитовых ассоциаций офиолитов.

Автором [1] сопоставлены офиолитовые ассоциации различных континентов (зона Ивреа-Вербано Альп, Войкаро-Сыннинского массива Полярного Урала, Калифорнии, Японии и Папуа – Новой Гвинеи), что позволило подчеркнуть ряд устойчивых вневременных и внерегиональных характеристик их состава и строения:

1. Офиолитовые ассоциации континентов располагаются в линейных, протяженных по латерали и вертикали шовных зонах складчато-надвиговых дислокаций в участках сочленения относительно пассивных – фронтальных по отношению к шовным зонам и активных – тыловых структур. Пассивными являются структуры с относительно неглубоко залегающим кристаллическим основанием, покрытым чехлом существенно карбонатных отложений; активными – сопредельные с пассивными структурами осадочные бассейны, заполненные многокилометровыми толщами терригенных, терригенно-карбонатных, вулканогенно-терригенно-карбонатных отложений; поверхности надвигов наклонены от пассивных к активным структурам.

2. Становление офиолитов происходит в процессе их неоднократного вовлечения в тектонические деформации: пластические ранние, сменяющиеся последующими поздними хрупкими деформациями. Синдеформационное полиметаморфическое преобразование офиолитовых ассоциаций континентов происходит в условиях вначале гранулитовой, а затем амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой, зеленосланцевой фаций метаморфизма. Радиологические датировки мафит-ультрамафитовых ассоциаций варьируют от наиболее древних, раннедокембрийских (реликтовых) до наиболее молодых, фанерозойских, отвечающих времени их перемещения в близповерхностные участки земной коры.

Рассматривая один из возможных механизмов подобного перемещения, следует прежде всего обратить внимание на существование обоснованных геофизическими данными пологих и пологонаклонных границ раздела в консолидированной коре континентов, интерпретируемых [5] как следствие течения вещества на уровне нижней коры при формировании некоторых типов отрицательных тектонических структур – впадин, осадочных бассейнов и др. Собственно зоны полого наклонных отражений в коре, по Ю. Г. Леонову, «...правильно рассматривать... как тектонические нарушения в области пластического течения вещества, т. е. как вязкие разрывы, выраженные, например, горизонтами высокотемпературных милонитов». Ю. Г. Леонов рассматривает зону Ивреа-Вербано как серию пластин вещества верхней мантии и коры, выведенных на поверхность в зоне сутуры в альпийское время и сформированных в процессе растяжения литосферы в позднем палеозое и раннем мезозое. Тектоническая зона Погалло, разделяющая нижнекоровый комплекс (мафический, кинцититовый) гранат-пироксеновых гранулитов с линзовидными телами ультрамафитов и менее

глубинные породы зоны Строна-Джинери, интерпретируется [3] как «срыв» на среднекоровом уровне; нижнекоровые гранулиты отделяются тектоническим швом, срывом от ультрамафитов «предполагаемой верхней мантии». Весьма примечательна отмеченная [3] протяженность этих тектонических зон, составляющая многие километры и сопоставимая с протяженностью отражений в глубокой коре и мантии. Подчеркнуты две весьма важные особенности перемещения вещества в глубинных сечениях коры: 1) подъем «тяжелых», плотных ультрамафит-мафитовых пород (пластина, клин Ивреа) – «против силы тяжести», их перемещение в верхние уровни коры; 2) «перераспределение вещества – отток его из зон повышенной компрессии и нагнетание в зоны геодинамических убежищ» [5]. Таким образом, направленное перемещение вещества глубинных уровней литосферы на верхние уровни коры является достаточно обоснованным фактом.

При этом следует еще раз напомнить, что офиолитовые ассоциации располагаются в шовных зонах [1] (Тагило-Магнитогорский синклиорий, прогибы Южно-Альпийской зоны; Хидака и Токоро, Япония; Тробрайнд, Новая Гвинея). Линейные зоны развития ультрамафит-мафитовых ассоциаций почти симметрично обрамляют с севера и юго-востока Западно-Саянскую зону Алтае-Саянской области.

Для того чтобы показать сходство и различие офиолитов континентов и пород коры современных океанов, приведены сведения, характеризующие состав и строение коры современных океанов, основанные на материалах описания керна скважин различных программ глубоководного бурения, проводившегося в Мировом океане с 1963 по 2013 г., продолжающегося и сегодня. В качестве примеров состава, строения и взаимоотношений различных слоев коры океанов выделены фрагменты описания керна скважин глубоководного бурения в различных структурах современных океанов: Атлантического (фланги и осевая часть Срединно-Атлантического хребта – САХ) и Тихого – абиссальные равнины (бассейны Гватемальский и Пигафетта) и внутриокеанического поднятия Шатского. Приведенные фрагменты – результат авторского перевода данных [2, 3], содержащихся на интернет-сайте webmaster@iodp.tamu.edu, где сосредоточены сведения о глубоководном бурении в Мировом океане. Эти фрагменты описания керна скважин показывают, насколько упрощенными являются традиционные для сторонников тектоники плит представления о сходстве коры современных океанов с офиолитами континентов.

Фланги и осевая часть Срединно-Атлантического хребта. Скважины рейса 82 программы DSDP располагаются на западном фланге САХ, на различном удалении от его осевой части. Скв. 556 находится на западном фланге САХ в 50 милях севернее разлома Пико. Сейсмический профиль показывает мощность осадков около 500 м, перекрывающих основание. Пробурено 177 м, вскрыты базальты и базальтовые брекчии, ниже которых располагаются брекчии габбро, чередующиеся с базальтами. Нанофоссилии обнаружены в базальтовой брекчии и датируются возрастом 30–34 млн лет. Разрез следующий:

Пачка 1 – 0,5 м. Мел (верхний олигоцен – нижний миоцен). Несмотря на то, что этот мел похож

на обломки известняков в пачке 2, он не содержит обломков базальта, известняков и следов транспортировки обломочного материала.

Пачка 2 — около 10 м. Известняковая базальтовая брекчия (верхи нижнего олигоцена), обломки базальтов в известковом цементе. Размер субокруглых до угловатых обломков базальтов от 143 до 5 см. Цемент брекчий — известняки с примесью вулканического материала и обломками базальтов. Цемент по трещинам проникает внутрь обломков базальтов; жилки часто имеют каймы оксидов марганца. В основании пачки 2 в интервале мощностью 135 см изменяется состав и матрикса, и обломков — матрикс коричневато-серый, красно-коричневый и палево-красный.

Скв. 558 расположена, как и предыдущие скважины, на западном фланге САХ в 30 милях к северу от разлома Пико. Общая длина пробуренного интервала 561 м, из которых 408 м — осадки и 153 м — базальты и габбро. Осадки имеют возраст от олигоцена до миоцена с перерывом в осадконакоплении в нижнем плиоцене; главное изменение в литологии установлено в нижней части среднего миоцена. Нанофоссилии обнаружены в базальтовой брекчий верхней части основания и датированы 34–37 млн лет. Верхние 110 м основания представлены афировыми базальтами и базальтовыми брекчиями, ниже которых вскрыты 43 м серпентинизированных габбро, серпентинитов и серпентинитовых милонитов.

Скв. 560 пробурена на западном фланге САХ между разломами Океанографов и Нейс. Начало раннего миоцена — начало среднего миоцена (14–17 млн лет). Осадки — нанофоссильный мел, мраморизованный доломитовый известняк, контактирующие с обломками. В основании 140 см полимиктовой известняковой брекчий, брекчированных серпентинизированных базальтов и габбро, серпентинитов и других мафических изверженных пород. Следует подчеркнуть, что в приведенных описаниях строения коры, вскрытой скважинами на флангах САХ, не повсеместно распространены осадочные отложения первого слоя, которые заполняют отдельные изолированные бассейны, разделенные поднятиями базальтов второго слоя. В основании разреза таких бассейнов вскрыты брекчий — продукты механического переноса базальтов из сопредельных базальтовых поднятий, которые авторами описания разреза скважин интерпретируются как талус.

Осевая часть рифтовой долины. В процессе бурения скважин в САХ в интервале 14–16° N в осевой части рифтовой долины и на ее бортах были вскрыты габбро среди перидотитов.

Скв. 1268. Глубина уровня моря в месте заложения скважины 3011 м. Вначале в керне вскрыт горизонт 4–10 м сепиолитовой глины, ниже которой располагается слой гальки (grubble) выветрелых пород разнообразного состава и далее обломки миндалекаменных базальтов из поверхностного горизонта — гальки выветрелых, окисленных пород, не имеющие отношения к нижележащему чередованию габбро и дунитов. Гарцбургиты и дуниты подверглись трем типам изменений: 1) серпентинизация, 2) оталькование, 3) локальное выветривание — превращение в оранжевые глины и гидроокислы железа. Далее отмечено, что выветривание (weathering) гарцбургитов — превращение их в глину и гидроокислы железа — прослеживается по всей

длине керна. Все изменения (altered, weathering) происходят в статических условиях и не сопровождаются какими-либо деформациями.

Абиссальные равнины (бассейны Гватемальский и Пигафетта). Скв. 1256 расположена в Гватемальском бассейне в районе плиты Кокос, в 530 км к северу от хребта Кокос. Глубина дна океана в месте заложения группы скважин 3635 м. Мощность осадков около 300 м; топография — абиссальная равнина с превышениями ~ 10 м. В 15–20 км к северо-востоку от скв. 1256 находится округлая подводная гора высотой 500 м, возвышающаяся над покровом осадков. Разрез скважины:

Пачка 1 — 0–2,37 м. Плейстоцен — поздний миоцен. Осадки, обогащенные глиной, делятся на две субпачки:

1a — 17,5 м — глинистый нанофоссильный ил и песок; в глинах присутствуют следы вулканического стекла, смектит, прослой вулканического пепла; *1b* — 17,48–40,6 м — песчаная глина и песчаный нанофоссильный ил; по сравнению с субпачкой 1a здесь больше грубокластического материала.

Пачка 2 — 40,6–250,7 м. Поздний—средний миоцен; известковистые нанофоссильные илы с варьирующим количеством глины, обломки вулканического пепла. Цвет илов — зеленоватый-серый, иногда голубоватый-серый; отмечается присутствие селадонита и глауконита.

Скважины группы 1256 (А, В, С, D) пробурили базальтовое основание на разные глубины: С — 88,5 м, D — 50,2 м. Базальты основания разделены на 26 пачек (D) и 22 пачки (С). Доминируют тонкие (десятки сантиметров до трех метров) базальтовые потоки с максимальной мощностью до 20 м. Базальты — афировые, миндалекаменные. Присутствуют также вулканические брекчий (гиалокластиты) с цементом измененного — окисленного стекла. Базальты изменены — в них развиты гидроокислы железа, нередко по трещинкам в базальте. Количество гидроокислов железа уменьшается с глубиной.

Бассейн Пигафетта. Глубина дна океана в месте заложения скв. 802 — 5969 м. В ней выделено 10 литологических пачек.

Пачка 1 — 14,6 м. Верхний плиоцен; коричневые пелагические глины.

Пачка 2 — 146,0 м: *2a* — средний миоцен — нижний миоцен; туфы с пелагическими глинами и массивные, метровой мощности с лапиллями, замещены глиной или палагонитизированы, переслаиваются с аргиллитами, в вулканокластических песчаниках имеются фрагменты древесины; *2b* — нижний миоцен, туфы с известковистыми аргиллитами и мелом; верх пачки — мел, низ — вулканокластический песчаник.

Пачка 3 — 92,5 м. Нижний миоцен — верхний палеоцен; мел с нанофоссилиями; цеолитовые аргиллиты, нодулярные кремни; неритовые фораминиферы, красные водоросли; фрагменты мшанок и эхиноидей.

Пачка 4 — 19,3 м. Палеоцен — верхний кампан; пелагические аргиллиты, известковистые нанофоссильные аргиллиты, известковистые аргиллиты с нанофоссилиями, кремни, песчаники, в основании меловые вулканокластиты.

Пачка 5 — 110,8 м. Верхний кампан — коньяк — сеноман; вулканокластические турбидиты. Ниже по разрезу — переход к грубо- и мелкозернистым

турбидитам. Вулканокластические песчаники содержат обломки туфов; вулканическое стекло полностью замещено палагонитом. Присутствуют обломки древесины.

Пачка 6 – 9,9 м. Коньяк – верхний апт; коричневые аргиллиты и радиоляриты, в основании мел с нанофоссилиями.

Пачка 7 – 27,2 м. Сенман – верхний апт; известковистые алевролиты и радиоляриевые известняки, содержатся прослои турбидитов и песков.

Пачка 8 – 2,4 м. Сенман – верхний апт; аргиллиты и радиоляриты, в нижней части разреза – коричневые вулканокластические турбидиты.

Пачка 9 – 9,6 м. Сенман – верхний апт; вулканические турбидиты, аргиллиты. Присутствуют обломки древесины.

Пачка 10 – 50,6 м. Базальты – верхний апт (?); 50,6 м – серии тонких (< 1–2 м) покровов базальтовых лав с признаками субмаринного выветривания (weathering).

Таким образом, в скв. 802 вскрыты вулканокластические осадки, меловые и миоценовые содержат мелководные карбонатные обломки и фрагменты древесины, показывающие, что отдельные участки дна океана временно находились выше уровня моря. Мелководные карбонатные обломочные породы и красные водоросли – свидетельства нахождения участка расположения скважины вблизи или выше поверхности моря.

Внутриокеанические поднятия (поднятие Шатского). Поднятие Шатского расположено в северо-западной части Тихого океана и является одним из наиболее крупных океанических плато. Скв. U1347A вскрыты отложения раннего мела (берриас – поздний валанжин), перекрывающие вулканическое основание. Осадки (60 м) слоистые и полосчатые

песчано-аргиллитовые, содержат фрагменты аммонитов. Осадочный материал мелкозернистый, возможно вулканогенный, слоистость указывает на турбидитовые течения. Глауконитовые радиоляриты и силифицированные известняки перекрывают эти аргиллиты и содержат хорошо сохранившиеся радиолярии, замещенные во многих случаях глауконитом. Присутствие косой слоистости указывает на очень мелководные морские условия или условия выше уровня волн и тенденцию к обмелению, предшествовавшему последующему проседанию и отложению пелагических, обогащенных кремнистым материалом фаций.

Приведенные фрагментарные описания керна скважин глубоководного бурения в разнотипных структурах Мирового океана показывают сложность и разнообразие строения коры океанов в различных по геодинамическому режиму становления участках – флангах СОХ, абиссальных равнинах и др. Осадочный – первый слой коры – имеет в различных структурах преимущественно двучленное строение: в основании брекчии базальтов, сцементированные карбонатным материалом и трактуемые как талус, – обломочные отложения со склонов базальтовых поднятий, окружающих осадочные бассейны, неритовые отложения основания первого слоя, залегающие с перерывом на базальтах второго слоя, сменяющиеся выше по разрезу пелагическими илами. Отложения первого слоя залегают горизонтально, не деформированы. Вулканические породы второго – базальтового – слоя представлены субмаринными подушечными лавами, потоками и покровами субаэрального происхождения, нередко чередуются с прослоями неритовых карбонатных отложений; отмечаются процессы выветривания верхних частей отдельных

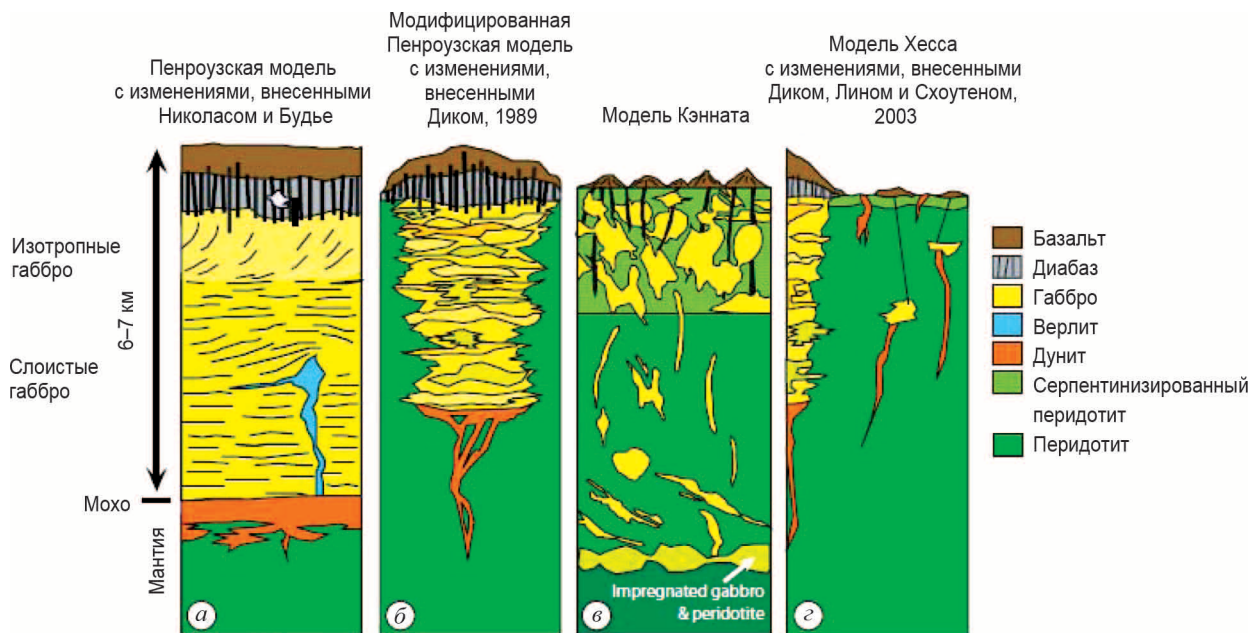


Рис. 1. Модели аккреции коры в океанических хребтах

a – классическая интерпретация Пенроузской модели для быстросрединговых хребтов (уч. 504, хребет Кокос–Наска, впадина Хесса, уч. 1256D Восточно-Тихоокеанское поднятие); *б* – Пенроузская модель, модифицированная применительно к низкосрединговым хребтам, учитывающая многочисленность перидотитов и незначительное присутствие габбро в трансформных разломах, ориентированная на модель образования расплавов (подводная гора Атлантис Западно-Индийский хребет, массив Атлантис САХ); *в* – модель для аномальной 14–16 °С области САХ (23° с.ш. – зона разломов Кейн); *г* – модель для магматического и амагматического сегментов ультранизкосредингового хребта, юго-западная часть Индийского хребта и фрагмент хребта Гаккеля (9–16° в.д. Западно-Индийский хребет, от 3 до ??° в.д. хребет Гаккеля) [8]

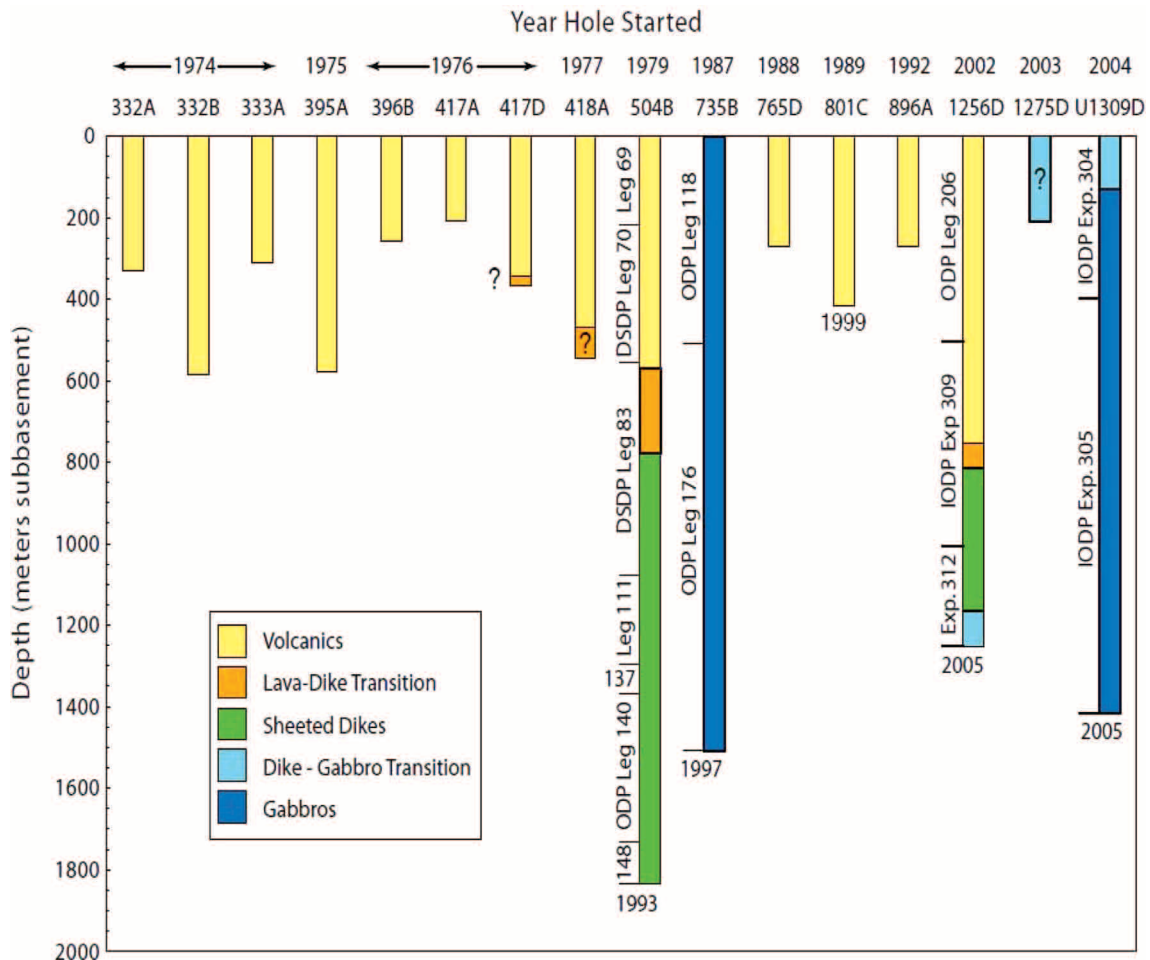


Рис. 2. Скважины, пробуренные за 30 лет на глубины более чем 200 м

Обе скважины U1309D (CAX) и 735B (Юго-Западный Индийский СОХ) пересекаются дайками в верхней части разреза и, похоже, не перекрыты зоной дайки – габбро. Переход дайки – габбро в скв. U1309D в этой статье рассматривается как переход лава – дайки для скв. 417D и 418A. Диабазы, интрузирующие в скв. 1275D габбро, могут представлять скорее силловый, чем дайковый комплекс. Размещение приведенных скважин. DSDP: Leg 37 – пробурены 332A, 332B и 333A в CAX, Leg 45 – 395A – 664 м в СОХ Атлантического океана, Leg 51A – 417A, Leg 51B – 417D и Leg 52, 53 – 418A – в океанической коре западной части Атлантического океана, южнее Бермуд (фланг СОХ); 504B – на глубину 2 км южнее рифта Коста-Рика в Тихом океане, 735B – в Юго-Западном Индийском СОХ, 765D – в пределах абиссальной равнины Арго, северо-западнее Австралии, 801C – в океанической коре Тихого океана, мористее Марианского трога, 896A – в рифте Коста-Рика в восточной части Тихого океана, 1256D – в экваториальной части Тихого океана, U1309D – в массиве Атлантик на западном фланге CAX [8]

покровов. Базальты не деформированы. В них не отмечены следы проявления какого-либо наложенного метаморфизма. Даже это короткое перечисление состава и строения первого и второго слоев коры океанов практически исключает какую-либо возможность их сопоставления с офиолитами континентов.

Подтверждением высказанного положения может служить рис. 1 [8], на котором показана эволюция представлений о составе и строении коры океанов по мере накопления данных глубоководного бурения. В подписи к рисунку указаны авторы предлагаемых версий состава и строения коры океанов, данные по которым получены по материалам глубоководного бурения в пределах срединно-океанических хребтов (СОХ) и в единичном случае (плато Арго) – пассивной окраины Австралии. Как следует из приведенного рисунка, не во всех скважинах СОХ вскрыты все три слоя коры и офиолитовая триада (Пенроузская модель) континентов не соответствует ультрамафит-мафитовым ассоциациям океанов.

Представленные модели заслуживают краткого комментария. При внимательном рассмотрении рисунка отчетливо видно, что по мере накопления данных по глубоководному бурению практически остается нереализованной в океанах трехуровневая модель – один из основных признаков строения офиолитовых ассоциаций континентов. Рисунок показывает несходство трехчленного (штейнмановская триада) строения офиолитов континентов с корой океанов. Те же авторы [6] подтверждают данными глубоководного бурения особенности строения океанической коры различных СОХ с моделью строения офиолитовых ассоциаций континентальных структур. Приведенные на рис. 2 скважины расположены или в пределах осевых частей СОХ, или располагаются в непосредственной близости от них на флангах СОХ.

Из данных, приведенных на рисунке, следует, что вскрытые бурением второй (вулканический) и третий габбровый слой коры океанов не образуют закономерную – трехчленную ассоциацию, сходную с офиолитами континентов, –



Рис. 3. *а* – поднятая и эродированная переходная кора (Восточно-Гренландская флексура). Многочисленные базальтовые дайки преимущественно эоценового возраста секут докембрийскую континентальную кору. Флексура изогнута в сторону моря под углом около 55° . Большинство даек изначально внедрялось как вертикальные интрузии. Генерация даек: 1 – внедрялись до развития изгиба коровой флексуры. Теперь они наклонены в сторону континента под углом 90° (альфа), 2 – внедрялись в процессе формирования коровой флексуры, 3 – наиболее поздняя генерация, образует вертикальные интрузии, секущие дайки генерации 1 и 2 после формирования флексуры; *б* – пример центральной интрузии (Скаергаард – D), которая принадлежит к крупной группе сиенит-габбровых интрузий Восточной Гренландии. Интрузия демонстрирует явно выраженную магматическую расслоенность (голубые штриховые линии), параллельную хрупкому (brittle) контакту (синие точки) с переходной корой – A. На заднем плане видны наклоненные палеогеновые лавы (красная штриховая линия), перекрывающие меловые осадочные формации (примерное основание – черная штриховая линия) [9]

базальты, мафиты и ультрамафиты. Наиболее детально изучена скв. 735В, которая пробурена на мелководной платформе Атлантис в Юго-Западном Индийском СОХ, где сразу же вошла в породы габбрового состава третьего слоя коры океанов. Скв. U1309D пробурена в массиве Атлантис на западном фланге САХ [8]. Здесь не вскрыты базальты и скважина сразу вошла в породы состава габбро с немногочисленными секущими дайками. В соответствии с приведенными данными, состав и строение коры океанов вряд ли могут считаться аналогами офиолитовых ассоциаций континентов. Если это так, то становится неправомерным сопоставление офиолитовых ассоциаций континентов

с базальт-мафит-ультрамафитовыми ассоциациями коры современных океанов.

Рассматривая кору океанов, нельзя обойти вниманием кору, переходную между океанической и континентальной. Такая кора выделяется преимущественно по геофизическим данным, так как ее плотностные и скоростные характеристики отличны как от континентальной, так и океанической коры. Переходная кора установлена преимущественно в пределах окраин Атлантического и Северного Ледовитого океанов, в основном в тех участках пассивных окраин этих океанов, где в прилегающей части континентов проявлены мезозойские провинции покровных базальтов. О природе такой

кору можно судить по исключительно наглядным материалам, приведенным в статье L. Geoffroy [9] (рис. 3).

Переходная кора, выделяемая в океанах, изначально является корой континентальной, насыщенной дайками долеритов, синхронных с покровными базальтами Брито-Арктической провинции. Поэтому переходная кора не может быть отнесена к коре, присущей океанам. Соответственно офиолитовые ассоциации континентов, судя по особенностям их состава и строения, не могут быть, по данным глубоководного бурения, сопоставлены с корой океанов.

Вследствие этого предположим, что кора континентов и кора океанов представляют собой два самостоятельных базовых типа земной коры, каждый из которых присущ или континентам, или океанам, что в конечном счете может определять изначальные различия континентов и океанов.

Автор искренне признателен Виктору Людвигу Масайтису за обсуждение ряда положений статьи в процессе ее подготовки.

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

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

3. Блюман Б.А. Актуальные вопросы геологии океанов и геологии континентов. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2015. — 400 с.

4. Колман Р. Офиолиты. — М.: Мир, 1979. — 257 с.

5. Леонов Ю.Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в земной коре континентов // Геотектоника. 1993. № 5. — С. 4–16.

6. Резанов И.А. История взаимодействия наук о Земле. — М.: Наука, 1998. — 223 с.

7. Хаин В.Е., Рябухин А.Г. История и методология геологических наук. — М.: Наука, 1997. — 224 с.

8. Dick H., Natland J.H., Ildefonse B. Past and future impact of deep drilling in the oceanic crust and mantle // *Oceanography*. 2006. Vol. 19. No 4. P. 72–80.

9. Geoffroy L. Volcanic passive margins // *C. R. Geoscience*. 2005. Vol. 337. P. 1395–1408.

1. Blyuman B.A. Kristallicheskie ultramafity i mafity ofiolitovih associacii, proishozhdenie i model stanovleniya [Crystalline and ophiolitic ultramafites mafity associations, the origin and model of formation]. St. Petersburg: VSEGEI. 2000. 59 p.

2. Blyuman B.A. Zemnaya kora okeanov (po materialam mezhdunarodnyh programm glubokovodnogo bureniya v Mirovom okeane) [The crust of the oceans (proceedings of the international programs of deepwater drilling in the world ocean)]. St. Petersburg: VSEGEI. 2011. 344 p.

3. Blyuman B.A. Aktual'nye voprosy geologii okeanov i geologii kontinentov [Actual questions of Geology of the oceans and continents]. St. Petersburg: VSEGEI. 2013. 400 p.

4. Kolman R. Ofioliti [The ophiolites]. Moscow: Mir. 1979. 257 p.

5. Leonov Yu.G. Tectonic criteria of interpretation of the seismic reflectors in the crust of continents. *Geotektonika*. 1993. No 5. P. 4–16. (In Russian).

6. Rezanov I.A. Istoriya vzaimodeystviya nauk o Zemle [The history of the interaction of Earth Sciences]. Moscow: Nauka. 1998. 223 p.

7. Hain V.E., Ryabuhin A.G. Istoriya i metodologiya geologicheskikh nauk [History and methodology of geological Sciences]. Moscow: Nauka. 1997. 224 p.

8. Dick, H., Natland, J.H., Ildefonse, B. 2006: Past and future impact of deep drilling in the oceanic crust and mantle. *Oceanography*, vol. 19. 4. 72–80.

9. Geoffroy, L. 2005: Volcanic passive margins. *C. R. Geoscience*, vol. 337. 1395–1408.

Блюман Борис Александрович — доктор геол.-минер. наук, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., д. 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия. <Boris_Blyuman@vsegei.ru>

Blyuman Boris Alexandrovich — Doctor of Geological and Mineralogical Science, A.P. Karpinsky Russian Geological Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia. <Boris_Blyuman@vsegei.ru>