

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ ОКЕАНОВ И ИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН С ПОЗИЦИЙ СТАДИЙНОГО РАЗВИТИЯ ОКЕАНОВ

©2001 г. И.С. Грамберг

Всероссийский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана Министерства природных ресурсов Российской Федерации, Санкт-Петербург, 190121 Английский просп., 1

Поступила в редакцию 17.04.2001 г.

В статье рассмотрены основные особенности геологического строения и тектонического развития океанов Земли. Сравнительное изучение приводит к выводу, что на Земле существует возрастной ряд океанов, находящихся на разной стадии развития. Каждой стадии свойственно свое соотношение между главными факторами океанообразования (рифтогенезом, спредингом, магматизмом), а также другие признаки: темпы обновления океанического дна, морфологический облик океана (глубина вод, площадные размеры, характер дна), тектонический тип континентальных окраин, скорости осадконакопления, мощность осадочного чехла, масштаб нефтегазоносности и рудообразования. Большой временной разрыв в образовании современных океанов Земли позволяет каждый из них рассматривать как геосторическую модель определенной стадии развития океанов - ранней (Северный Ледовитый океан), зрелой (Атлантический и Индийский океаны) и поздней (Тихий океан).

Появление новой глобальной тектоники, пришедшей на смену учению о геосинклиналях, было крупнейшим событием в геологии XX столетия. На первом этапе новая глобальная тектоника ограничивалась концепцией тектоники плит, постулировавшей ведущую роль горизонтальных тектонических движений и образование океанов через рифтогенез, раскол континентов и разрастание базальтового океанического дна. Сближение и столкновение континентов согласно концепции приводило к закрытию океанов, а в совокупности процесс образования и закрытия океанов рассматривался как постоянно действующий в геологической истории Земли [Зоненшайн и др., 1987; Ле Пишон и др., 1977; Хаун, 1984; Хаун и Ломизе, 1995].

При всей прогрессивности для своего времени эта концепция не отвечала на вопрос об источниках движения, причинах раскола континентов и разрастания океанической коры. Как считают многие современные исследователи, ответ на этот вопрос получен в процессе глубинного сейсмического просвечивания Земли, анализа строения ее геосфер, вплоть до ядра, и математического моделирования мантийной конвекции.

Предполагается, что мантийный суперплюм, зарождающийся на границе ядра и мантии, достигая поверхностных оболочек Земли, становится причиной раскола континентов, спрединга, основного магматизма и образования океанической коры. В результате стало формироваться представление о

плюмтектонике, концепции, утверждающей ведущую роль мантийной конвекции в формировании устойчивых плюмов под океанами, которые являются «спусковым механизмом» раскола континентов и океанообразования [Добрецов и Кидряшкин, 1994; Хаун, 1989; Anderson, 1997; Story, 1995].

Систематические геолого-геофизические исследования океанического дна показали большую сложность его строения. Схематизированные представления о разрастании океанического дна в срединно-океанических хребтах при изучении конкретных объектов оказались недостаточными для объяснения сложности его строения. При всем том, что мы фиксируем очевидную направленность в тектоническом развитии океанообразования, его конкретные проявления на каждой стадии оказываются зависимыми от сочетания и значимости каждого из факторов океанообразования - масштаба и устойчивости плюмов, рифтогенеза, центрального и рассеянного спрединга, разломной тектоники и вулканизма. В результате возникла потребность в еще одном направлении глобальной тектоники - нелинейной тектонике, раскрывающей причинность нарушений и отклонений от наметившейся тенденции развития тектонических процессов [Грачев, 1998; Пуцаровский, 1993; 1994; 1998].

И все же глобальная тектоника, обогащенная новыми концептуальными подходами, раскрывающими причинность

распада континентов и океанообразования, а также сложности тектонического строения океанического дна, не объясняет заметные отличия в морфологии, тектоническом строении и минерагии Тихого, Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов - современных океанов Земли.

ВОЗРАСТНОЙ РЯД СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ ЗЕМЛИ

Сравнительная геология современных океанов Земли (Тихого, Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого) свидетельствует о существовании возрастного ряда океанов Земли. Сопоставление их площадных размеров, глубины, характера рельефа, геологического строения, масштаба магматизма, скорости разрастания океанического дна, тектонического типа континентальных окраин, структуры осадочных бассейнов обнаруживает их зависимость от возраста океана и соответственно стадии его тектонического развития. Моделями этих стадий являются древний палеозойский (возможно, и допалеозойский) Тихий океан, мезозойские Индийский и Атлантический океаны и молодой, преимущественно кайнозойский Северный Ледовитый океан.

Поздне меловой-кайнозойский возраст Северного Ледовитого океана надежно устанавливается по началу формирования глубоководных впадин и континентальных окраин, а также по линейным магнитным аномалиям океанического дна. Первые, относящиеся к этапу рифтогенных преобразований, приходится преимущественно на поздний мел-эоцен, вторые (линейные магнитные аномалии) фиксируют начальный этап разрастания океанического дна в конце палеогена - начале неогена.

Мезозойский возраст Индийского и Атлантического океанов также достаточно очевиден. Магнитные линейные аномалии и возраст базальтового основания океанического дна и перекрывающих его осадков свидетельствуют о том, что начало спрединга приходится на юрский период (раннюю юру в Атлантике и позднюю юру в Индийском океане). Что касается рифтогенной стадии, предшествующей разрастанию океанического дна, то это триасовый период, являющийся временем широкого развития рифтогенеза на всей планете.

Менее доказательными являются представления о начальном этапе образования Тихого океана. Последнее связано с

диссонансом между молодым (не древнее ранней юры) возрастом базальтового основания океанического дна и перекрывающих его осадков и в то же время несомненной длительностью формирования его континентальных окраин, представленных палеозойскими и мезо-кайнозойскими складчатыми поясами. Объяснение этому феномену мы находим в высокой скорости обновления океанического дна Тихого океана. Последнее подтверждается как сопоставлением скоростей спрединга океанов Земли, так и сравнением площадей океанического дна, перекрытых молодыми осадками.

Хотя основное время складко- и горообразования в большинстве горных систем, обрамляющих побережье Тихого океана, приходится на мезозой и кайнозой, существовавшие на их месте прогибы, которые ранее трактовались как эвгеосинклинали, были заложены еще в раннем палеозое и развивались здесь в течение всего палеозоя.

К такому выводу приходят А.Дж. Ирдли [*Eardley, 1962*] в результате анализа геологической истории Северной Америки и Г.Дж. Харрингтон [*Harrington, 1962*], основываясь на палеотектонических реконструкциях Южной Америки, а также российские специалисты при восстановлении геологической истории Дальнего Востока и Северо-Востока России.

Ю.М. Пушаровский, отдавший многие годы изучению тектоники и геологической истории Тихого океана, еще в 1965 г. высказал предположение, что Тихий океан существовал уже в рифее. Эта точка зрения получила развитие в более поздней работе, написанной Ю.М. Пушаровским в соавторстве с Е.Н. Меланхолиной [*1992*], в которой упомянутые авторы приводят целый ряд свидетельств древности Тихого океана. В числе последних - широкое распространение в горном обрамлении Тихоокеанского тектонического пояса ассоциации пород океанического типа (офиолитов), а также палеомагнитные данные, позволяющие сделать вывод, что на месте Тихого океана всегда находился океанический бассейн.

В.Е. Хаин [*1993; Хаин и Ломизе, 1995*], рассматривая эволюцию структуры земной коры, пришел к выводу, что Тихоокеанская впадина существует уже более миллиарда лет (с рубежа среднего и позднего рифея). Она окружалась Циркум-Тихоокеанским поясом, который был представлен миогеосинклинальными зонами (т.е. аналогами современных пассивных окраин), и лишь в

венде эта обстановка сменилась на эвгеосинклинальную, свойственную современным активным окраинам Тихого океана.

Сходной точки зрения придерживается Е.Е. Милановский [1998], считающий, что Тихоокеанская океаническая впадина существовала не только в течение всего палеозоя, но значительно раньше, с позднего рифея (т.е. 1 млрд. лет назад), поскольку с этого времени вдоль всех ее окраин устанавливается грандиозный подвижный пояс, находящийся на ранней стадии развития. С этого времени Тихий океан прошел этап значительного расширения (0.6-0.5 млрд. лет), когда спрединг в его внутренних частях не компенсировался поглощением коры на окраинах, имевших пассивный характер, и более поздний этап, когда его площадь стала сокращаться за счет развития активных окраин и поглощения океанической коры в зонах субдукции.

Соглашаясь с представлениями вышеупомянутых исследователей о древности Тихого океана и стадийности развития его континентальных окраин, мы приходим к выводу о приуроченности начальных (рифтогенных) фаз образования современных океанов Земли к периодам глобальных перестроек земной коры.

Образованию океанов предшествует время рифтогенного разрушения континентальной коры. Для Тихого океана это поздний рифей, для Атлантического и Индийского океанов - пермь-триас, для Северного Ледовитого океана - поздний мел и палеоген. С рифтогенным этапом океанообразования связан раскол континентальной коры, ее делимость на блоки, погружение и утонение коры в результате прогрева и растяжения, образование грабен-рифтов, выполненных осадочными и вулканогенными породами основного состава.

Спрединговый этап образования океанической коры, судя по времени проявления в существующих океанах Земли, получает развитие там, где континентальная кора существенно переработана в процессе рифтогенеза. В Тихом океане начало спредингового этапа предположительно приходится на венд - ранний палеозой, в Атлантике и Индийском океане это юрский период, в Северном Ледовитом океане - конец палеогена.

О том, что представляют собой океаны на ранней стадии образования, можно судить по молодому, преимущественно кайнозойскому, Северному Ледовитому океану. Последний

представлен двумя глубоководными суббассейнами (Евразийским и Амеразийским), существенно различающимися по морфологии океанического дна и глубинному строению.

Несомненно, спрединговую природу имеет Евразийский глубоководный бассейн Северного Ледовитого океана. Она надежно устанавливается по морфологии океанического дна: срединному океаническому хребту (хр. Гаккеля), двум океаническим впадинам (Амундсена и Нансена), которые этот хребет разделяет, и вулканизму, приуроченному к хребту. Симметричные по отношению к хребту и его рифтовой долине магнитные аномалии в диапазоне от 0 до 24 дополняют классический образ океанической спрединговой структуры (рис. 1).

Амеразийский суббассейн Северного Ледовитого океана по своей морфологии и глубинному строению существенно отличается от Евразийского. Он больше похож не на океаническую структуру, а на континентальную окраину, испытавшую рифтогенез и распад на ряд блоков, погруженных на разную глубину. Морфологически его западная часть представлена чередованием поднятий и разделяющих их рифтовых зон, находящихся на разных стадиях развития. С запада на восток это: хр. Ломоносова, протягивающийся через весь океан от континентальной окраины Восточной Сибири до острова Элсмир у побережья Канады; впадины Подводников и Макарова, разделяющие хребет Ломоносова; поднятия Альфа, Менделеева, Чукотское и Канадская котловина, занимающая большую часть юго-восточной окраины Амеразийского бассейна.

Срединный океанический хребет в Амеразийском суббассейне отсутствует, симметричные магнитные аномалии не установлены, сколько-нибудь значительный магматизм не зафиксирован. В то же время во впадинах мощность осадочных образований достаточно велика и более свойственна рифтогенным структурам континентов, чем спрединговым океаническим образованиям зрелых океанов. Особенно значительна мощность осадочного чехла в Канадской котловине (5-6 км), которая одновременно отличается наибольшей глубиной дна, значительными площадными размерами и утоненной, близкой к океанической, земной корой.

Континентальная природа хр. Ломоносова у большинства исследователей сомнений не вызывает. К такому же выводу склоняются российские ученые относительно поднятия



Рис. 1. Рельеф дна Северного Ледовитого океана. Карта составлена Главным управлением навигации и океанографии министерства обороны Российской Федерации и Всероссийским научно-исследовательским институтом геологии и минеральных ресурсов Мирового океана Министерства природных ресурсов Российской Федерации, 1999 г. (Компьютерная модель по [14]).
 / – Изобаты.

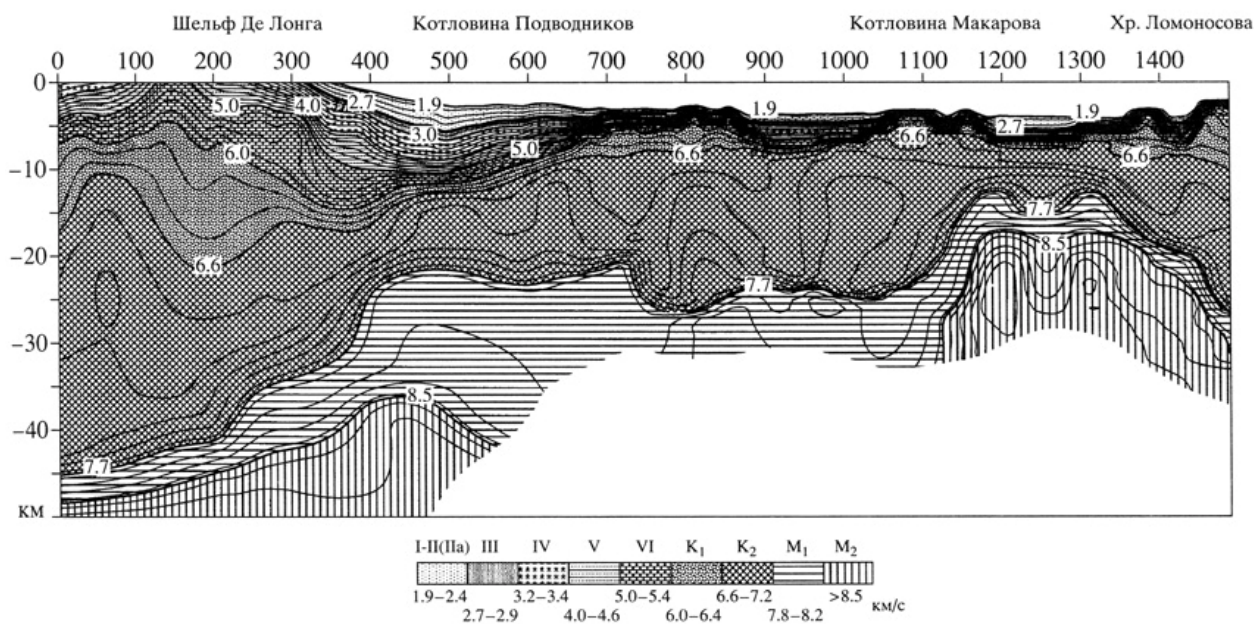


Рис. 2. Сейсотомографическая модель геотрансектного сечения Амеразийского бассейна Северного Ледовитого океана по [14].

Цифровое обозначение – скорости упругих волн в км/с; штриховое обозначение – разделение на земные слои в зависимости от скорости упругих волн.

Менделеева. Однако американские геологи и геофизики считают хр. Альфа, структурно связанный с поднятием Менделеева, образованием океаническим, так же, как и Канадскую котловину. По последним данным [Верба и др., 2000], в магнитном поле Канадской котловины удалось установить линейную магнитную аномалию, возраст которой оценивается как мезозойский. Возможно, эта магнитная аномалия означает начало спрединга, который по неизвестным причинам не получил дальнейшего развития.

Других подтверждений спрединговой природы Канадской котловины практически нет. В то же время следы деструкции континентальных окраин Амеразийского бассейна многочисленны. К их числу относятся краевые плато с земной корой субконтинентального и континентального характера и система поднятий и блоков океанического дна, которые упоминались ранее. Весьма показательна в этом отношении крутизна приамерзийского склона хр. Ломоносова, его ступенчатый характер, свидетельствующий о приразломном характере структуры и ее постепенной деградации.

Примечательно то, что ступенчатое погружение дна к центру Амеразийского бассейна во впадинах Подводников и Макарова находит отражение в его глубинной структуре [Верба и др., 2000; Поселов и др., 2000]. На геофизическом геотраверзе, прошедшем через континентальную окраину в районе

Новосибирского архипелага и впадины Подводников и Макарова, глубинное сейсмическое зондирование в сочетании с сейсмопрофилерованием методом ОГТ показали последовательное утонение земной коры до мощности порядка 12-15 км, характерной для океанических структур (рис. 2).

Здесь уместно упомянуть, что признаки утонения земной коры (примерно до 28-29 км) повсеместно фиксируются у континентальных окраин Северного Ледовитого океана. В некоторых случаях (рифтогенные структуры) утонение земной коры связано с исчезновением гранитно-метаморфического слоя, как это установлено в Южно-Баренцевской впадине Баренцево-Северо-Карской шельфовой плиты.

Судя по особенностям строения Северного Ледовитого океана, рифтогенез, распад континентальной коры на блоки, их оседание и утонение подготавливают благоприятную обстановку для спрединга и формирования океанической коры. Если в океанах со зрелой океанической корой, к которым можно отнести Атлантический и Индийский океаны, процессы деструкции земной коры приурочены, в основном, к континентальным окраинам, то в молодом Северном Ледовитом океане этими процессами охвачена большая часть Амеразийского глубоководного бассейна, а спрединг и образование океанической коры надежно устанавливаются лишь в Евразийском бассейне.

Таблица 1. Сравнительная характеристика основных морфоструктурных элементов океанов Земли

Морфоструктурные характеристики океанов	Океаны			
	Тихий	Индийский	Атлантический	Северный Ледовитый
Общая площадь океанов, тыс. км ²	178684	76174	91655	14756
Общая площадь окраинных морей, тыс. км ²	28638	7346	7457	8113
Отношение площади окраинных морей к площади океанов, %	16.0	9.6	8.1	54.9
Средняя глубина океанов, м	4028	3897	3332	1225
Наибольшая глубина океанов, м	11022	7729	8742	5527

При этом, если начальные фазы процессов рифтогенеза и деструкции земной коры в Амеразийском и Евразийском бассейнах относятся к позднему мезозою (90-100 млн. лет), то спрединг и образование океанической коры приходится на более позднее время в диапазоне последних 50-55 млн. лет, как об этом свидетельствует возраст магнитных линейных аномалий в Евразийском бассейне.

Наиболее древние магнитные аномалии в Атлантическом и Индийском океанах приходится на время 150-180 млн. лет назад [Левитан, 1984; Тимофеев и Еремеев, 1987]. Это время разделения Гондваны и Лавразии и распада Гондваны. Однако рифтогенное разрушение суперконтинента началось ранее, еще в триасе, что подтверждается многочисленными проявлениями рифтогенеза и исключительно масштабного траппового магматизма в различных районах нашей планеты. Примером их являются рифтогенез и трапповый магматизм в раннем триасе в Западной Сибири, в Тунгусской синеклизе и на Таймыре, в конце триаса - средней юре - в Патагонии, Южной Африке, Антарктиде и на о-ве Тасмания.

Эти события автор вслед за В.Е. Хаином и М.Г. Ломизе [1995] рассматривает как предваряющие распад Лавразии и Гондваны и образование Атлантического и Индийского океанов.

Таким образом, так же, как и Северный Ледовитый, Атлантический и Индийский океаны на ранней стадии своего тектонического развития (триас - средняя юра) прошли этап рифтогенеза и распада континентов, постепенного погружения блоков континентальной коры, формирования лагунных, дельтовых, а также мелководных морских терригенных, карбонатных и эвапоритовых формаций. Пелагические глинистые и органогенные карбонатные и кремнистые образования появляются в разрезе осадочного чехла Индийского и

Атлантического океанов лишь во второй половине раннего мела, когда океаны стали приобретать свой современный облик.

О ранних этапах формирования Тихого океана трудно судить, поскольку кора его непрерывно обновляется, отложения, отвечающие периоду становления океана, не сохранились, океаническая кора развита повсеместно, а пелагические осадки фиксируются по всему разрезу осадочного чехла, начиная с базальных горизонтов.

Остается только предполагать, что на ранней стадии тектонического развития Тихий океан обладал многими особенностями геологического строения, свойственными Северному Ледовитому океану, Атлантике и Индийскому океану.

МОРФОЛОГИЯ, ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА ОБНОВЛЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

Признаки стадийного развития океанов мы наблюдаем во всем: в их морфологии, геологическом строении, масштабе вулканизма, скорости обновления океанического дна, в становлении и развитии континентальных окраин.

Прежде всего обращают на себя внимание отличия в площадных размерах океанов, явно находящихся в прямой зависимости от их возраста, что отмечалось многими исследователями. С возрастом океанов увеличиваются их общая площадь, растет средняя и предельная глубина глубоководных впадин, появляются и увеличиваются в числе глубоководные желоба (табл. 1).

В наиболее ранней фазе развития находится Северный Ледовитый океан, отличающийся наименьшими площадными размерами, сравнительно небольшой глубиной (до 5600 м), обширным континентальным шельфом, соизмеримым по площади с глубоководными зонами океана. По тем же

Таблица 2. Сравнительная характеристика основных элементов

Элементы тектонической структуры океанов	Океаны			
	Тихий	Индийский	Атлантический	Северный Ледовитый
Площадь океанических плит, включая сводовые поднятия и глыбовые хребты, тыс. км ²	108 100	47 300	45 600	4 300
Площадь внутриокеанических подвижных поясов (хребтов), тыс. км ²	35 100	15 900	20 000	200
Число глубоководных желобов	11	1	4	0
Протяженность зон Беньофа, км	24 000	3 900	2 120	0

Таблица 3. Изменение во времени динамики геологических процессов в океанах Земли

Геологические процессы (спрединг и осадконакопление)	Океаны			
	Тихий	Индийский	Атлантический	Северный Ледовитый
Расчетные скорости разрастания дна (средние значения), по Ле Пишону и др., [12] см/год	4.62	3.57	1.07	0.71
Расчетные скорости разрастания дна (диапазон колебаний), по Ле Пишону и др., [12] см/год	1.1–9.9	0.6–7.1	0.8–1.3	0.3–1.1
Средневзвешенные скорости осадконакопления позднеюрско-раннемелового комплекса, по Л.Э. Левину, [9] см/10 ³ лет	0.18	0.63	1.00	?
Средневзвешенные скорости осадконакопления позднемелового-эоценового комплекса, по Л.Э. Левину, [9] см/10 ³ лет	0.15	0.26	0.43	?
Средневзвешенные скорости осадконакопления олигоцен-плейстоценового комплекса, по Л.Э. Левину, [9] см/10 ³ лет	0.45	0.56	0.7	?

параметрам Индийский и Атлантический океаны занимают промежуточное положение между Северным Ледовитым и Тихим океанами. По площади, занятой глубоководными впадинами, они существенно превосходят Северный Ледовитый океан (соответственно в 5.1 и 6.2 раза). Их максимальные глубины на 2-3 тыс. метров больше, чем у Северного Ледовитого океана. Континентальные окраины Индийского и Атлантического океанов хотя и значительны по площади, существенно уступают пространствам, занятым собственно океанами. Последнее, несомненно, связано с деградацией континентальных окраин в результате рифтогенеза, частичного или полного разрушения структур, сформировавшихся в доокеаническую стадию развития. Вновь формирующиеся осадочные бассейны имеют уже другую конфигурацию, часто захватывают континентальный склон, а иногда и океаническое ложе.

Площадь Тихого океана практически равна сумме площадей трех других океанов Земли (178684 и 182525 тыс. км² соответственно). Максимальные глубины достигают 11 км, шельфы имеют ограниченную площадь, сравнительно с размерами глубоководных впадин и поднятий, хотя их соотношение несколько выше, чем у

Индийского и Атлантического океанов. Причиной этих отличий являются обширные задуговые моря (Берингово, Охотское, Филиппинское и др.), существенно наращивающие площадь континентальных окраин Тихого океана.

Как показывают сравнительные данные (см. табл. 1), при переходе от ранней к зрелой и поздней стадиям развития океанов их общая площадь и предельная глубина существенно возрастают. В то же время средние глубины заметно меняются лишь при переходе от ранней к зрелой стадии развития, достигая при этом, по-видимому, оптимальных глубин, поскольку дальнейшие изменения весьма ограничены.

Сравнительные данные (табл. 2) свидетельствуют о последовательном увеличении с возрастом океанов площадей океанических плит, сводовых поднятий и глыбовых хребтов, площадей внутриокеанических подвижных поясов и протяженности зон Беньофа-Заварицкого. Последние отсутствуют в Северном Ледовитом океане, имеют ограниченное развитие в Индийском и Атлантическом океанах и достигают протяженности свыше 20 тыс. км в Тихом океане.

Обращает на себя внимание сходство морфологии и основных элементов

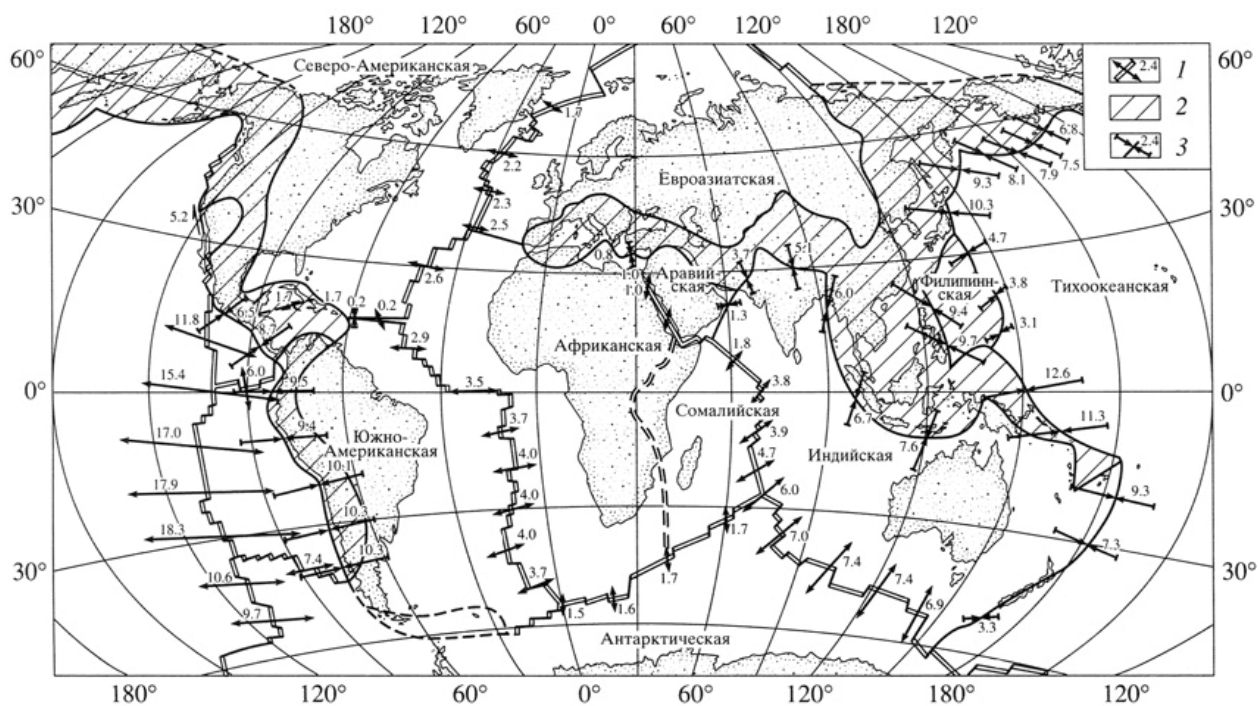


Рис. 3. Границы основных плит Земли и относительные линейные скорости на них (см/год) по [20].
 1 – векторы и скорости разрастания океанической коры; 2 – мезозойские и кайнозойские подвижные пояса; 3 – векторы и скорости в зонах конвергенции.

тектонического строения Индийского и Атлантического океанов, что, несомненно, является следствием их возрастной близости и принадлежности к одной стадии тектонического развития.

От стадии к стадии меняется роль процессов океанообразования. Растяжение и утонение континентальной коры, ее рифтогенное разрушение, играющие видную роль на ранней стадии океанообразования (Северный Ледовитый океан), на стадии зрелого океана (Атлантический и Индийский океаны) смещаются к континентальным окраинам, а в древнем (Тихом) океане теряют свое значение. В то же время от стадии к стадии увеличивается роль разрастания океанической коры, спрединг, связанный со срединно-океаническими хребтами, дополняется рассеянным спредингом, разломообразованием, трещинным и центральным вулканизмом [Пуцаровский, 1993; 1994; Хаин, 1993; Хаин и Ломизе, 1995]. Последний по мере становления океанов приобретает все больший масштаб. Возникают вулканические поднятия и хребты, которым принадлежит большая роль в строении дна зрелых океанов, но особенно значительной она становится в древнем Тихом океане.

Усложняют строение океанического дна трансформные разломы, определяющие сдвиговые деформации и получающие с

геологическим временем все более самостоятельное развитие.

Очень показательным является ускорение разрастания базальтового океанического дна от стадии к стадии.

Процессу разрастания океанического дна свойственны две важные особенности. Первой особенностью является то, что скорость разрастания или обновления океанической коры обнаруживает зависимость от возраста океанического дна и, следовательно, от зрелости океанической коры (табл. 3).

Наименьшие значения средней скорости разрастания океанической коры свойственны Северному Ледовитому океану, заметно выше они в Индийском и Атлантическом океанах, а наибольшие средние скорости разрастания океанического дна зафиксированы в Тихом океане, где установлены и наибольшие абсолютные значения. Последнее особенно хорошо видно на рисунке (рис. 3), заимствованном автором из работы С.А. Ушакова [1979].

По мере развития океанов более значительным становится и диапазон изменения значений скорости спрединга.

Вторая особенность - это периодическое изменение скорости разрастания океанической коры, которое может быть как общим для всех океанов, так и дифференцированным. Так, по данным Н.И. Филатовой [1998], в первой

Таблица 4. Изменение во времени площадей распространения осадков в глубоководных впадинах Мирового океана (по данным глубоководного бурения)

Океаны	Площади распространения осадков, перекрывающих базальтовый фундамент (% от площади океанов)		
	Позднеюрско-раннемеловой комплекс	Позднемеловой-эоценовый комплекс	Олигоцен-плейстоценовый комплекс
Тихий	15.9	18.9	35.1
Индийский	14.8	35.5	22.7
Атлантический	12.3	26.4	22.4

половине мезозоя скорости разрастания океанической коры последовательно увеличивались во всех океанах, как во вновь образованных (Индийский и Атлантический океаны), так и в Тихом океане. При этом скорость наращивания коры изначально была разной: более высокой в Тихом океане ($1.83 \text{ км}^2/\text{год}$), чем в Атлантическом и Индийском океанах ($0.2 \text{ км}^2/\text{год}$). У всех океанов увеличение скорости разрастания устанавливается в диапазоне 120-80 млн. лет. Наибольшие ее значения ($3.58 \text{ км}^2/\text{год}$) зафиксированы в Тихом океане, существенно меньшие - в Атлантическом ($0.54 \text{ км}^2/\text{год}$) и Индийском ($0.57 \text{ км}^2/\text{год}$) океанах.

В последующий период времени, согласно данным Н.И. Филатовой, в Тихом океане произошло снижение скорости спрединга, в то время как в Индийском и Атлантическом океанах интенсивность разрастания океанической коры увеличилась. И все же скорость спрединга в Тихом океане оставалась более высокой, чем в мезозойских океанах: $1.892 \text{ км}^2/\text{год}$ против 0.628 и $0.749 \text{ км}^2/\text{год}$ в Атлантическом и Индийском океанах в позднеэоцено-маастрихское время и $1.48 \text{ км}^2/\text{год}$, против 0.78 и $0.66 \text{ км}^2/\text{год}$ в палеоцене.

О высокой скорости обновления океанической коры Тихого океана можно судить не только по наибольшим значениям скорости спрединга, свойственным Тихому океану, но и по относительной молодости его базальтового фундамента и осадочного покрова. В связи с этим большой интерес представляет сравнение площадей, занятых осадками различного возраста, в трех океанах, где проводилось глубоководное бурение. Сопоставление показывает, что позднеюрско-меловые отложения во всех трех океанах сохранились на ограниченной площади океанического дна в близких процентных соотношениях (от 12.3 до 15.9%). Позднемеловой-эоценовый комплекс осадков развит значительно шире и преобладает в Атлантическом и Индийском океанах, а самый молодой олигоцен-плейстоценовый комплекс

отложений наибольшее развитие получил в Тихом океане (табл. 4).

Приведенные цифры позволяют убедиться в том, что в Тихом океане, несмотря на его огромную площадь, обновление коры идет опережающими темпами. Последнее, несомненно, определяется совокупностью факторов, среди которых ведущая роль принадлежит более зрелому характеру океанической коры Тихого океана, ее большей утонченности и проницаемости, широкому развитию зон Беньюфа-Заварицкого, процессам обновления коры за счет рассеянного спрединга и внутриплитного магматизма.

Осадочный чехол в молодом Северном Ледовитом океане имеет значительную мощность (до 5-6 км). Частично она является унаследованной от предшествовавшего этапа тектонического развития (тектонические блоки с корой континентального типа), но основную роль играют относительно малые размеры океанических впадин и высокие скорости осадконакопления - $4.09 \text{ см}/1000 \text{ лет}$. Это средневзвешенная скорость осадконакопления для осадочного чехла Северного Ледовитого океана в целом. Об изменении ее в геологическом времени нет данных. По результатам глубоководного бурения такая оценка сделана Л.Э. Левиным [1987] для трех возрастных комплексов осадочного чехла Атлантического и Индийского океанов: позднеюрско-раннемелового, позднемелового-эоценового и олигоцен-плейстоценового. Было установлено, что при наблюдающихся изменениях средневзвешенной скорости осадконакопления в упомянутых возрастных диапазонах (см. табл. 3) в Атлантике и Индийском океане она неизменно остается меньшей, чем в Северном Ледовитом океане, и заметно большей, чем в Тихом. На стадии зрелого океана (Атлантический и Индийский океаны) в связи с увеличением их площади средневзвешенные скорости осадконакопления уменьшаются до $0.26-0.63 \text{ см}/1000 \text{ лет}$ в Индийском океане и до $0.43-1.00/1000 \text{ лет}$ в Атлантике. Еще ниже средневзвешенные

Таблица 5. Сравнительная характеристика осадочных бассейнов континентальных окраин современных океанов Земли

Показатели	Океаны		
	Северный Ледовитый океан	Индийский и Атлантический океаны	Тихий океан
Время становления и развития океана	Поздний мел–кайнозой	Мезозой–кайнозой	Палеозой–кайнозой
Стадия развития (геологическая зрелость океана)	Ранняя, молодой океан с океанической и субокеанической корой	Зрелая, океаны с развитой океанической корой	Поздняя, древний океан с обновленной океанической корой
Тектонический тип континентальных окраин	Пассивный	Пассивный и слабо развитый активный	Активный и подчиненный пассивный
Преимущественный возрастной диапазон осадочного чехла бассейна	Палеозой–кайнозой	Мезозой–кайнозой	Кайнозой
Унаследованность осадочных бассейнов от предшествующего этапа тектонического развития	Преобладают унаследованные осадочные бассейны	Преобладают частично унаследованные осадочные бассейны	Преобладают новообразованные осадочные бассейны

скорости в Тихом океане (0.15-0.45 см/1000 лет). От стадии к стадии, с увеличением площади океанов, роль терригенной составляющей уменьшается. Одновременно возрастает значение биогенных и гидрогенных компонентов осадков, связанных с морской биотой, вулканизмом и гидротермами.

В соответствии с увеличением площади океанов и уменьшением скорости терригенного осадконакопления мощность осадочного чехла уменьшается. Наибольшей она является в Северном Ледовитом океане (от 2-3 до 5-7 км), наименьшей в Тихом океане (от десятков до первых сотен метров), в то время как мезозойские Атлантический и Индийский океаны занимают промежуточное положение (от первых сотен метров до 2-3 км).

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ В ВОЗРАСТНОМ РЯДУ ОКЕАНОВ

Важным показателем стадийного развития океанов являются их континентальные окраины. В Северном Ледовитом океане они представлены исключительно пассивным типом континентальных окраин. Активные окраины в Северном Ледовитом океане отсутствуют. На стадии зрелого океана (Атлантический и Индийский океаны) активные окраины крайне ограничены по протяженности и явно находятся на ранней стадии становления. В основном же Индийский и Атлантический океаны окружены пассивными окраинами. Как известно, в Тихом океане активные континентальные окраины являются преобладающими (табл. 5).

Устанавливается своеобразная зависимость между возрастом океанов (их зрелостью) и возрастом осадочных бассейнов их континентальных окраин: чем древнее океан, тем моложе возраст осадочных бассейнов, свойственных его континентальным окраинам. Так, осадочные бассейны окраин наиболее древнего Тихого океана, пользующиеся там наибольшим развитием, имеют в основном кайнозойский возраст. Осадочные бассейны континентальных окраин Атлантического и Индийского океанов в основном синхронны самим океанам, т.е. являются мезозойскими, а на обширных пассивных континентальных окраинах кайнозойского Северного Ледовитого океана широко развиты осадочные бассейны палеозойского и мезозойского возраста, унаследованные от предшествующего этапа тектонического развития и явно более древние, чем сам океанический бассейн.

По-видимому, можно говорить о трех стадиях развития осадочных бассейнов шельфовых континентальных окраин океанов. На ранней стадии формирования океанов (Северный Ледовитый океан) их континентальные окраины еще не имеют осадочных бассейнов, синхронных океану. Шельфовые окраины, вовлеченные в океанообразование, обширны по площади, но представлены осадочными бассейнами, унаследованными от предшествовавших этапов тектонического развития и, следовательно, древнее самого океана.

Таблица 6. Начальные потенциальные извлекаемые ресурсы нефти и газа шельфовых окраин океанов в млрд. т условного топлива

Автор подсчета	Океан			
	Тихий	Индийский	Атлантический	Северный Ледовитый
В.А.Левченко, [11]	9.00	35.30	44.32	10.00*
А.А.Геодакян и др., [3] с дополнениями из [4]	16.04	57.40	47.36	83.48

Примечание. * Только Северная Америка и Гренландия.

На стадии зрелого океана осадочные бассейны в основном синхронны самому океану (Атлантический и Индийский океаны). Осадочные бассейны предшествовавших этапов тектонического развития либо разрушены, либо ассимилированы вновь формирующимися осадочными бассейнами, синхронными океану.

Преимущественное развитие активных окраин в древнем Тихом океане создает специфическую тектоническую обстановку, в которой осадочные бассейны становятся короткоживущими. Обновление активных континентальных окраин в геологическом масштабе времени идет сравнительно быстро. Последнее связано с процессами субдукции океанической коры, надвигами, магматизмом и складкообразованием. Осадочные бассейны более ранних этапов развития океана становятся участниками этих процессов и, вовлекаясь в складкообразование, образуют фундамент для осадочных бассейнов современных активных окраин. Поэтому возраст большинства осадочных бассейнов активных окраин Тихого океана кайнозойский, преимущественно неогеновый.

Существенными являются стадийные отличия общей структуры осадочных бассейнов континентальных окраин. Окраины молодого (кайнозойского) Северного Ледовитого океана представлены крупными (сотни тысяч км²) осадочными бассейнами, унаследованными от предшествовавшего этапа тектонического развития и являющимися частью общей морфоструктуры континентальной окраины. Они имеют широкий возрастной диапазон, большую мощность (до 15-18 км) и два-три, а то и четыре структурных этажа, каждый из которых отвечает одной или несколькими геологическим эпохам.

Значительные по площади (многие десятки и сотни тысяч км²) осадочные бассейны свойственны и пассивным окраинам зрелых океанов (Атлантического и Индийского). В строении их обычно устанавливаются два структурных этажа - нижний, представленный переработанными рифтогенезом отложениями доокеанического этапа развития, и верхний,

отложения которого синхронны океану. Характерно, что осадочные бассейны зрелых океанов нередко захватывают континентальные склоны, а иногда и прилегающую часть океанического ложа.

Осадочные бассейны активных континентальных окраин древнего океана (Тихий океан) многочисленны и ограничены по площади (обычно первые десятки тысяч км²). Исключение представляют лишь задуговые моря, в некоторых случаях имеющие большие площадные размеры. Осадочные бассейны активных окраин структурно разнообразны. В их состав входят задуговые, преддуговые, рифтогенные, предгорные и межгорные осадочные бассейны. Стратиграфический диапазон осадочного чехла обычно ограничен, но мощность значительна (до 10-12 км), что свидетельствует о большой интенсивности осадконакопления. Главная же их особенность в том, что это бассейны (бассейны активных окраин), в геологическом смысле слова короткоживущие, они не несут признаков унаследованности от предшествующих этапов тектонического развития и по возрасту значительно моложе самого океана.

Ограниченность времени существования осадочных бассейнов активных окраин существенно сужает общий нефтегазовый потенциал Тихого океана. Последнее усугубляется малой мощностью осадочного чехла океанических впадин, слабой уплотненностью осадков, отсутствием горизонтов с хорошими изолирующими свойствами и исключительной масштабностью вулканизма.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ОКЕАНОВ И ИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Известен ряд попыток оценить нефтегазовый потенциал осадочных бассейнов современных океанов Земли. Во всех случаях независимо от того, оценивались ли собственно континентальные окраины (табл. 6) или глубоководные зоны, охватывающие

Таблица 7. Начальные потенциальные извлекаемые ресурсы нефти и газа глубоководных зон Мирового океана, млрд. т условного топлива

Автор подсчета В.И. Высоцкий, А.И. Глумов [30]	Океан		
	Тихий	Индийский	Атлантический
Нефть	5.8	5.1	25
Газ	10.8	14.1	38
Общие ресурсы углеводородов	16.6	19.2	63

континентальные окраины и континентальные склоны океанов (табл. 7), потенциальные извлекаемые ресурсы осадочных бассейнов Тихого океана характеризуются наименьшими значениями.

Нефтегазовый потенциал континентальных окраин Атлантического и Индийского океанов значительно выше, чем окраин Тихого океана. В табл. 6 приведены данные о прогнозных извлекаемых запасах углеводородов континентальных окраин океанов, заимствованные из монографии А.А. Геодекяна и др. [1988]. По сравнению с другими источниками [Левченко, 1984; Vysotsky & Glumov, 2000], в последней заметно завышенными выглядят данные, характеризующие извлекаемые запасы континентальных окраин Индийского океана. По-видимому, в них включены сведения о потенциальных извлекаемых ресурсах побережий Персидского залива, что вряд ли можно признать правильным. Тем не менее они дают достаточно обоснованное представление о соотношении извлекаемых прогнозных запасов активных (Тихий океан) и пассивных (Атлантический и Индийский океаны) континентальных окраин.

Сведения об извлекаемых запасах углеводородов на континентальных окраинах Северного Ледовитого океана А.А. Геодекян и его соавторы ограничивают материалами по арктической части Северной Америки. Их пришлось дополнить подсчетами, приведенными в более поздних публикациях [Грамберг, 1998; Грамберг и др., 2000].

Суммарные потенциальные извлекаемые запасы углеводородов континентальных окраин Северного Ледовитого океана достигают 83 млрд. т условного топлива, что превышает запасы континентальных окраин каждого из других океанов Земли (см. табл. 7). Концентрация части этих запасов в месторождениях-гигантах значительно облегчает их освоение, что делает континентальные окраины Северного Ледовитого океана важнейшим резервом углеводородного сырья XXI века.

До начала восьмидесятых годов двадцатого столетия представление о перспективности на нефть и газ континентальных склонов океанов основывалось на общегеологических соображениях. При этом учитывалась большая мощность осадочного чехла континентальных склонов, высокое содержание в осадках рассеянного органического вещества, его преимущественно сапропелевая природа, присутствие в разрезе чехла глинистых и солевых экранирующих толщ. Открытие крупных и гигантских месторождений на континентальных склонах Африки и Южной Америки в Атлантическом океане показали, что представления о высокой перспективности осадочных бассейнов континентальных склонов океанов вполне обоснованы.

Необходимо подчеркнуть, что так же, как на активных окраинах Тихого океана, осадочные бассейны континентальных склонов Атлантического океана имеют молодой возраст, а содержащиеся в них скопления углеводородов представлены в значительной части нефтью. Складывается представление о том, что образование жидких углеводородов на активных окраинах океанов и на континентальных склонах протекает более активно и осуществляется быстрее, чем в осадочных бассейнах континентов. Эта особенность осадочных бассейнов активных окраин Тихого океана уже отмечалась и во многом связывалась со спецификой исходного органического вещества в этих бассейнах, представленного преимущественно диатомовыми водорослями. Но эта специфика состава рассеянного органического вещества не свойственна осадочным бассейнам континентальных склонов Атлантики. Общим для бассейнов Тихоокеанских активных окраин и континентальных склонов Атлантики является высокая проницаемость их земной коры, ограниченная мощность последней, близость мантийных глубин и тепловой поток, более мощный, чем это имеет место на континентах. Свидетельством реальности такого рода процессов являются жидкие

углеводороды, обнаруженные в современных осадках Калифорнийского залива, в зоне активного рифтогенеза, вместе с металлоносными отложениями.

Открытие крупнейших скоплений нефти и газа в осадочных толщах континентальных склонов Атлантического океана позволяет говорить о том, что установлен новый высокоперспективный, до последнего времени лишь предполагавшийся тип нефтяных залежей в турбидитовых образованиях континентальных склонов пассивных окраин океанов. Он свойственен континентальным склонам пассивных окраин «зрелых» океанов, однако установлен пока только в Атлантике. Последнее подсказывает необходимость постановки поисков аналогичных скоплений углеводородов в Индийском океане на его континентальных склонах.

Опираясь на накопленный опыт, в настоящее время уже можно сформулировать основные особенности нефтегазоносности трех стадий развития современных океанов Земли.

Осадочные бассейны шельфовых окраин молодого океана (Северный Ледовитый океан) в основном унаследованы от предшествовавших этапов тектонического развития и, по существу, еще чужды самому океану. Они вовлечены в океанообразование, но еще слабо затронуты процессами деструкции и потому сохраняют высокий нефтегазовый потенциал. Им свойственны широкий стратиграфический диапазон осадочных толщ, большая мощность отложений, структурная многоэтажность и часто наличие нескольких этажей нефтегазоносности.

Характерны месторождения-гиганты, такие как газово-нефтяное месторождение Прудо-Бей на Аляске, Штокмановское и Ледовое газоконденсатные месторождения в Баренцевом море и такого же типа Ленинградское и Русановское месторождения в Карском море.

Осадочные бассейны, синхронные Северному Ледовитому океану (т.е. кайнозойские), установлены на границе шельфовой окраины и континентального склона (Поморский и Прибаренцево-Карский), а также в глубоководных впадинах (Амундсена, Нансена и др.), где они имеют значительную мощность и могут рассматриваться как, возможно, нефтегазоносные. К числу последних следует отнести и крупные блоки с корой континентального типа в Американо-Североамериканском глубоководном бассейне. По самым осторожным оценкам нефтегазовый потенциал глубоководных осадочных бассейнов

Северного Ледовитого океана (извлекаемые ресурсы) достигает 13.5 млрд. т условного топлива [*Грамберг и др., 2000*].

Осадочные бассейны шельфовых окраин «зрелых» океанов (Атлантический и Индийский океаны) хотя и несут следы унаследованности от более ранних этапов тектонического развития, существенно переработаны в процессе деструкции континентальных окраин. Они частично сохраняют месторождения, отвечающие раннему этапу формирования бассейнов (доокеаническому), и наращивают нефтегазовый потенциал за счет мезокайнозойского комплекса осадков. Большинство осадочных бассейнов шельфовых окраин «зрелых» океанов имеют двухъярусное строение, при этом месторождения нефти и газа приурочены как к нижнему, рифтогенному этажу, так и к синхронному океану, более молодому комплексу осадков.

Существенно наращивает нефтегазовый потенциал «зрелых» океанов новый тип нефтяных и газовых месторождений, открытый на континентальных склонах Атлантического океана (см. табл. 7). Скопления углеводородов, приуроченные к турбидитовым образованиям континентальных склонов, отличаются масштабностью и существенной ролью нефти, несмотря на молодой возраст вмещающих пород и сравнительно ограниченную мощность перекрывающих нефтяные залежи осадочных толщ. Среди наиболее значительных по масштабам представителей этого типа нефтяных и газовых месторождений следует упомянуть Альбакора, Ронкадор и Марлин на бразильском склоне, Далпа и Банзала на ангольском и Агбами на нигерийском континентальных склонах Атлантического океана.

Обновление активных окраин, преобладающих в древнем Тихом океане, идет в геологическом масштабе времени сравнительно быстро. Поэтому возраст большинства бассейнов кайнозойский, преимущественно неогеновый. Скорость осадконакопления высокая, соответственно мощность осадочного чехла в ряде бассейнов достигает 10-12 км. Состав осадков специфичен за счет вулканогенной составляющей. Наряду с песчано-глинистыми широко развиты кремнистые и туфогенные породы, рассеянное органическое вещество имеет преимущественно сапропелевый характер. Благодаря повышенному тепловому потоку преобразование его в углеводороды (в том числе жидкие) идет относительно быстро, поэтому даже на ограниченных глубинах

осадочного чехла устанавливаются нефтяные залежи.

Месторождения нефти и газа осадочных бассейнов активных окраин достаточно индивидуальны, чаще всего размеры их не очень значительны по площади, но охватывают большую часть разреза, отличаются значительными запасами и дают хорошие дебиты при добыче. Таковы месторождения на западной окраине Северной Америки, на тихоокеанском побережье России и на шельфах Юго-Восточной Азии.

Основной особенностью, ограничивающей потенциальную нефтегазоносность осадочных бассейнов активных окраин древнего океана, является кратковременность их существования по сравнению с бассейнами пассивных окраин. В результате эти месторождения обычно представлены одним этажом нефтегазоносности и по общим запасам уступают месторождениям пассивных окраин (см. табл. 6).

Среди рудных полезных ископаемых, свойственных океанам, наиболее изученными являются железо-марганцевые конкреции.

О существовании на дне океанов скоплений железо-марганцевых конкреций и фосфоритов было известно давно. Однако масштабность их распространения, насыщенность железо-марганцевых конкреций ценными компонентами (никелем, медью, кобальтом) раскрылись лишь в результате исследований последних десятилетий. О том, насколько далеко продвинулись эти исследования и каково их практическое значение, мы можем судить по тому, что к настоящему времени ряд стран, в числе которых и Россия, уже получили лицензии от Международного органа по морскому праву ООН на разработку месторождений железо-марганцевых конкреций в Мировом океане.

В процессе поисковых работ на железо-марганцевые конкреции был выявлен новый перспективный вид минерального сырья, представленный железо-марганцевыми корками, обогащенными кобальтом. Гипсометрический уровень их распространения в океанах контролируется скальными выходами подводных гор на глубинах 2-3 км. Это делает их более доступными для разработки, чем железо-марганцевые конкреции, гипсометрический уровень распространения которых значительно ниже (4-5 км). Корки отличаются высоким содержанием кобальта (до 1% и более), распространены на обширных

площадях сплошным покровом и сравнительно легко отделяются от скального субстрата.

В отличие от литосферы континентов литосфера океанов является более однообразной по составу. Среди вулканических образований океанической литосферы преобладают породы основного состава, которые лишь на границе с континентами дополняются породами андезитового комплекса. Геодинамическая обстановка формирования рудных месторождений в океанах также более однообразна, чем на континентах. Это прежде всего относится к обширным пространствам океанических впадин, протяженных срединных и внутриплатных хребтов и поднятий. Все это определяет главную отличительную особенность рудообразования в океанах - своеобразие и ограниченность генетического спектра рудных месторождений, в сочетании с их исключительной масштабностью.

Четкую зависимость обнаруживает океанический рудогенез от интенсивности или скорости осадконакопления, а применительно к железо-марганцевым конкрециям и от типа осадков, на которых они формируются. Так, многие исследователи отмечают более высокое содержание ценных компонентов в железо-марганцевых конкрециях, залегающих на кремнистых илах, и связывают это с процессами сорбции меди, никеля и кобальта кремнистыми организмами. Последние в процессе отмирания и разрушения живого вещества обогащают ими морскую воду, создавая тем самым особо благоприятную обстановку для сорбции этих металлов окислами марганца и железа.

Общеизвестно, что процесс образования железо-марганцевых конкреций - это явление широко распространенное, свойственное многим водоемам, в том числе и пресноводным. Однако сколько-нибудь значительное содержание в них таких ценных компонентов, как никель, медь и кобальт, устанавливается лишь в океанах, в областях с низкими темпами осадконакопления, определяющими длительность контакта конкреций с морской водой. Благодаря этому медленно растущие океанские конкреции успевают сорбировать из придонных и поровых вод медь, никель и кобальт, превращаясь в руду с достаточно высоким содержанием этих компонентов. Наиболее полно эти условия проявились в древнем Тихом океане, в котором удачно сочетаются низкие скорости осадконакопления с интенсивностью поставки рудных компонентов в морскую воду за счет

Таблица 8. Прогнозные ресурсы различных геохимических типов Fe-Mn образований Мирового океана в пределах полей (в числителе – ресурсы сухих Fe-Mn образований в млрд. т, в знаменателе – число геологических станций)

№ п/п	Геохимический тип, среднее содержание металлов	Океан							
		Тихий		Индийский		Атлантический		Мировой	
		1	2	1	2	1	2	1	2
1	Ni-Cu (тип Кларифон-Клиппертон) Ni = 1.22%; Cu = 1.02%; Co = 0.21%; Mn = 27.2%	18.54/5502	-	1.05/116	-	-	-	19.59/5618	-
2	Ni-Cu-Co (Центрально-Тихоокеанский тип) Ni = 0.76%; Cu = 0.70%; Co = 0.24%; Mn = 21.5%	9.60/1955	-	3.61/234	0.91/52	-	-	13.21/2189	0.91/52
3	Ni (Mn) (Перуанский тип) Ni = 1.24%; Cu=0.66%; Mn = 33.4%	2.21/184	0.72/2	-	-	-	-	2.21/184	0.72/2
4	Co (Южно-Тихоокеанский тип) Ni = 0.33%; Cu = 0.21%; Co = 0.32%; Mn = 14.0%	7.50/231	1.78/1	0.45/34	1.48/15	2.39/64	-	10.34/329	3.26/16
5	2Co (Гавайский тип) Ni = 0.42%; Mn = 17.1%; Co = 0.48%;	17.18/537	3.50/11	2.06/40	2/32/5	-	-	19.24/577	5.82/16
Итого, по Мировому океану в целом (установленный + прогнозируемый фонды):				75.30/8983				64.59/8897	10.71/86

Примечание: 1 – установленный ресурсный фонд, 2 – прогнозируемый дополнительный ресурсный фонд

многочисленных гидротерм, сноса с суши и подводного выветривания пород базальтового ложа. Повышенный темп осадконакопления сокращает время контакта конкреций с океаническими водами, в результате чего они не успевают извлечь из океанической воды сколько-нибудь значительное количество ценных компонентов. Можно полагать, что это одна из основных причин, по которой железомарганцевые конкреции зрелых океанов (Индийского и Атлантического) заметно уступают по содержанию меди, никеля и кобальта тихоокеанским конкрециям.

По площади абиссальных равнин, темпам осадконакопления, интенсивности вулканизма и масштабу развития гидротерм Индийский и Атлантический океаны, как это было показано ранее, существенно уступают Тихому океану. Все это нашло отражение в масштабах железомарганцевого конкрециеобразования, насыщенности конкреций полезными компонентами и разнообразия геохимических типов конкреций. Это хорошо видно при знакомстве с таблицей 8, заимствованной из работы С.И. Андреева и др. [1999], дающей представление о прогнозных ресурсах различных геохимических типов железомарганцевых образований Мирового океана.

Древний Тихий океан настолько выделяется по масштабу железомарганцевого рудообразования, насыщенности железомарганцевых образований медью, никелем и кобальтом, разнообразию геохимических типов конкреций, что не требуется объяснений, почему все страны (за исключением Индии) в своих заявках на разработку месторождений железомарганцевых конкреций остановились на поле Клариион-Клиппертон в Тихом океане. Последнее даже в Тихом океане выделяется особенно значительным содержанием ценных компонентов (меди, никеля, кобальта) в сочетании с высокой плотностью залегания конкреций.

КОНЦЕПЦИЯ СТАДИЙНОГО РАЗВИТИЯ ОКЕАНОВ

По мнению автора, концепция стадийного развития океанов Земли позволяет понять и объяснить различия в геологическом строении современных океанов, проследить возрастные эволюционные изменения не только океанов, но и континентальных окраин, связать между собой ход этих изменений друг с другом и раскрыть зависимость нефтегазообразования и рудообразования от стадии эволюции океанов.

Согласно концепции, каждой стадии развития океанов свойственно свое соотношение между главными факторами океанообразования (рифтогенезом, спредингом, магматизмом), а также другие признаки: темпы обновления океанического дна, морфологический облик океана (глубина вод, площадные размеры, характер рельефа), тектонический тип континентальных окраин, скорости осадконакопления, мощность осадочного чехла, масштабность нефтегазоаккумуляции и рудообразования.

Как показывает сравнительная геология, океанообразование связано с крупнейшими тектоническими и общегеологическими событиями на планете на границе эр. Начальные фазы формирования современных океанов Земли приходится на геологические периоды, которые известны широким развитием рифтогенеза. Это поздний рифей для Тихого океана, триас для Индийского и Атлантического океанов, поздний мел-палеоген для Северного Ледовитого океана.

Большой временной разрыв в образовании современных океанов (палеозой, мезозой) позволяет каждый из них рассматривать как геосторическую модель определенной стадии развития океанов - ранней (Северный Ледовитый океан), зрелой (Индийский и Атлантический океаны) и поздней (Тихий океан).

Рифтогенез, предвещающий образование спрединговой океанической коры, в ранней стадии развития океана играет очень заметную роль. Это хорошо видно на примере Американо-Северного Ледовитого океана, рифтогенная природа которого достаточно очевидна. В дальнейшем (стадии зрелого и позднего развития) рифтогенное образование океанической коры ограничивается континентальными окраинами океанов и ведущая роль переходит к спредингу (центральному и рассеянному), скорости которого с возрастом океанов увеличиваются.

Отражением стадийного развития океанов является обновление континентальных окраин: переход от пассивных окраин, свойственных молодому Северному Ледовитому океану, к начальной фазе становления активных окраин в Атлантическом и Индийском океанах, а затем к преимущественному развитию активных окраин, как это имеет место в Тихом океане.

Высокие темпы обновления океанической коры на поздней стадии развития океанов создают парадоксальную ситуацию, когда у древнего Тихого океана оказываются самые молодые (по сравнению с другими океанами)

континентальные окраины и наибольшая площадь молодого океанического дна. В то же время на континентальных окраинах молодого Северного Ледовитого океана распространены бассейны, которые значительно старше самого океана. Эти древние осадочные бассейны заимствованы от предшествующего этапа тектонического развития. Они вовлечены в океанообразование, но пока еще чужды океану.

Эта особенность стадийного развития океанов объясняет относительно более высокий потенциал нефтегазоносности Северного Ледовитого океана, континентальные окраины которого в основном сохраняют ранее накопленные ресурсы нефти и газа, и относительно ограниченные потенциальные запасы нефти и газа короткоживущих (в геологическом смысле времени), непрерывно обновляющихся осадочных бассейнов континентальных окраин Тихого океана.

Иная ситуация в «зрелых» океанах (Индийский и Атлантический), где частичное разрушение осадочных бассейнов доокеанического этапа тектонического развития затем восполняется новообразованными осадочными бассейнами, синхронными океану, часто захватывающими континентальный склон, а иногда и прилегающую часть океанского ложа. Совокупный нефтегазовый потенциал этих бассейнов достаточно велик и заметно превышает прогнозные ресурсы осадочных бассейнов континентальных окраин Тихого океана.

В то же время процессы железо-марганцевого рудообразования наиболее ярко проявляются на поздней стадии развития океанов, т.е. в Тихом океане, где масштабная поставка рудных компонентов сочетается с замедленным осадконакоплением, обеспечивающим продолжительность контакта железо-марганцевых образований с морской водой и тем самым способствующим сорбции из раствора меди, никеля и кобальта.

Эти особенности рудогенеза в Тихом океане являются несомненным следствием зрелости его коры, ее высокой проницаемости, обилия гидротерм, обширности океанических пространств и значительности глубин, а также выдержанной вертикальной геохимической зональности океанических вод.

Сравнительная геология современных океанов Земли открывает возможность приблизительно оценить продолжительность процессов открытия и развития океанов Земли.

Анализ геологической истории Северного Ледовитого океана позволяет утверждать, что

его глубоководные впадины начали формироваться в конце мезозоя-начале кайнозоя. Интенсивный рифтогенез, раскол континентальной коры, погружение крупных ее блоков в области формирования глубоководных впадин и поднятие в смежных областях, вовлекаемых в океанообразование, приходится, главным образом, на поздний мел-палеоген. Линейные магнитные аномалии, отвечающие этапу разрастания океанического дна, фиксируют время - конец палеогена-неоген.

Таким образом, самому молодому Северному Ледовитому океану по совокупности данных от 70 до 90 млн. лет. Океан находится в ранней стадии развития, процессы спрединга проявились лишь на части площади океанического дна, магматизм связан только со срединным океаническим хребтом, активные окраины и свойственные им зоны Беньофа-Заварицкого не установлены.

Юрский возраст (раннеюрский в Атлантике и позднеюрский в Индийском океане) как начало спредингового этапа формирования Атлантического и Индийского океанов можно считать общепринятым. Однако раскол континентальной коры, ее растяжение и утонение, свойственные рифтогенной стадии океанообразования, приходится на более ранний, триасовый период. Таким образом, геологическое время, потребовавшееся для приобретения Индийским океаном и Атлантикой их современного облика, может быть оценено в диапазоне 200-250 млн. лет.

По морфологии, геологическому строению дна, составу и мощности осадочного чехла, скорости разрастания океанического дна мезозойские океаны (Атлантический и Индийский) являются зрелыми. Тем не менее активные окраины и свойственные им зоны Беньофа-Заварицкого, с которыми обычно связывается погружение океанического дна, пока не получили в Атлантическом и Индийском океанах сколько-нибудь существенного распространения (см. табл. 2). Они, несомненно, находятся в начальной стадии развития и, естественно, не достигли того масштаба, который мог бы обеспечить процесс закрытия океанов. По-видимому, потребуется еще значительный интервал геологического времени для того, чтобы Атлантический и Индийский океаны вступили в стадию сокращения площади океанического дна.

Но ведь и Тихий океан, судя по его колоссальной площади, несмотря на широкое развитие активных континентальных окраин, еще весьма далек от закрытия, хотя возрастной

диапазон его существования оценивается в пределах от 600 до 1000 млн. лет.

Следовательно, полный цикл Вильсона (от открытия до закрытия океана), судя по продолжительности существования современных океанов Земли, выходит далеко за пределы 500-600 млн. лет, которыми его принято ограничивать.

Большая длительность процесса открытия, становления и возможного закрытия океанов, несомненно, должна нас предостеречь от некоторой легкости, с которой мы реконструируем океаны прошедших геологических периодов. Изучение

современных океанов Земли позволяет проследить общую направленность тектонического развития океанов, стадийный характер этого процесса и укрепиться в представлении о его большой длительности, но оно не вооружает нас необходимыми знаниями относительно заключительной фазы тектогенеза океанов - их закрытия. Этот процесс мы можем только предполагать, опираясь на общие представления о строении и развитии Земли и интерпретацию офиолитовых комплексов, которые рассматриваем как фрагменты древней океанической коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев С.И., Старицина Г.Н., Аникеева Л.И., Александров П.А., Судариков С.М., Петухов С.И., Ловчикова Т.Л. Геодинамика и рудогенез Мирового океана. С.-Пб.: ВНИИ Океанология, 1999. 208 с.
2. Верба В.В., Волк В.Э., Каминский В.Д., Ким Б.И. Потенциальные поля Северного Ледовитого океана и их связь с особенностями строения земной коры // Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 73-85.
3. Геодекан А.А., Забанбарг А., Конюхов А.И. Тектонические и литологические проблемы нефтегазоносности континентальных окраин. М.: Наука, 1988. 175 с.
4. Грамберг И.С. Глобальный аспект нефтегазоносности континентальных окраин океанов // Геология нефти и газа. 1998. № 10. С. 27-33.
5. Грамберг И.С., Супруненко О.И., Лазуркин Д.В. Нефтегазовый потенциал Северного Ледовитого океана // Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 3-39.
6. Грачев А.Ф. Нелинейные процессы в геодинамике и возможности прогноза их проявления. Вопросы нелинейной геологии и геодинамики. М.: ГЕОС, 1998. С. 70-78.
7. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Н. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-ие СО РАН, 1994. 400 с.
8. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В. Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и раннем мезозое // Геотектоника. 1987. №3. С. 16-27.
9. Левин Л.Э. Глобальные и региональные закономерности строения осадочного чехла дна морей и океанов // Литология мезокайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 28-36.
10. Левитан М.А. Палеоокеанология Индийского океана // Палеоокеанология М.: Наука, 1984. С. 61-72.
11. Левченко В.А. Некоторые закономерности распределения ресурсов нефти и газа в недрах Мирового океана // Нефтегазоносность Мирового океана. М., 1984. С. 234-266.
12. Ле Пишон К., Франито Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 286 с.
13. Милановский Е.Е. Проблемы строения и развития океанических бассейнов в контексте геологической истории Земли // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1998. №5. С. 22-33.
14. Поселов В.А., Павленкин А.Д., Погребницкий Ю.Е., Буценко В.В., Сорокин М.Ю. Структура и эволюция Арктической литосферы // Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 77-85.
15. Пуцаровский Ю.М. Нелинейная геодинамика (кредо автора) // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3-6.
16. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 85 с.
17. Пуцаровский Ю.М. Геологическое выражение нелинейных геодинамических процессов // Геотектоника. 1998. № 1. С. 3-14.

18. Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.А. Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 264 с.
19. Тимофеев П.П., Еремеев В.В. Мезозойская и кайнозойская истории осадочного чехла Атлантического океана // Литология мезозойско-кайнозойского чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С. 12-28.
20. Ушаков С.А. Гравитационное поле и рельеф дна океана. М.: Недра, 1979. 294 с.
21. Филатова Н.И. Зависимость тектонических и магматических процессов в зоне перехода континент-океан от эндогенной активности Земли в течение цикла Вильсона // Доклады РАН. 1998. Т. 361. № 4. С. 523-526.
22. Хаин В.Е. Тектоника литосферных плит - достижения и нерешенные вопросы // Известия АН СССР. Сер. геол. 1984. № 12. С. 23-37.
23. Хаин В.Е. Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно глобальной геодинамической модели // Доклады АН СССР. 1989. Т. 308. № 6. С. 1437-1440.
24. Хаин В.Е. Эволюция структуры земной коры (взгляд тектониста). М.: Наука, 1993. С. 72.
25. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики, М.: Изд. МГУ, 1995. 476 с.
26. Anderson D. Mantle convection, plates and plums // Physics of the Earth and planetary interiors. 1997. V. 90. № 1. P. 1-13.
27. Eardley A.Y. Structural geology of North America. 2-nd ed. New York: Harper&Row, 1962. 743 p.
28. Harrington H.J. Paleogeographic development of South America // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1962. № 46. P. 1773-1814.
29. Storey B.C. The role of mantle plumes in continental breakup: case histories from Gondwanaland // Nature. 1995. V. 377. P. 301-308.
30. Vysotsky V.I., Gloumov A.I. Petroleum Potential and Development Prospects in Deep-Sea Areas of the World Workshop on Mineral Resources of the International Seabed Area, Kingston Jamaica 2000 P. 26.

Рецензент: В.Е. Хаин

Geology and Mineral Resources of the Oceans and Their Continental Margins in Terms of Multistage Evolution of the Oceans: A Comparative Study

I.S. Gramberg

All-Russia Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean, Ministry of Natural Resources of the Russian Federation, Angliiskii pr. 1, St. Petersburg, 190121 Russia

Abstract - Major features of the geological structure and tectonic evolution of the world's oceans are discussed. Comparative study suggests the existence of an age-based sequence of oceans at different evolutionary phases. Each phase is characterized by a specific combination of major ocean-forming factors (rifting, spreading, and magmatism) and other features such as the rates of ocean floor regeneration, ocean morphology (depth, area, and seafloor topography), tectonic type of continental margins, rate of sedimentation, thickness of sedimentary cover, and petroleum and mineral potential. Significant time intervals between the inception dates of the Earth's present-day oceans enables each of them to be interpreted as a geohistorical model of a certain evolutionary phase. Thus, the Arctic Ocean corresponds to the early evolutionary phase; the Atlantic and Indian oceans, to the mature phase; and the Pacific Ocean, to the late evolutionary phase.

Ссылка на статью:



Грамберг И.С. Сравнительная геология и минерагения океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов // Геотектоника. 2001. № 6. С. 3-19.