

Член-корреспондент АН СССР В. В. ФЕДЫНСКИЙ,
С. А. УШАКОВ, Н. А. ШАБАЛИН

ВОЗРАСТ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В итоге обширных геологических и геофизических исследований, проведенных на океанах и континентах за последнее десятилетие, выяснено, что современная конфигурация материков и Мирового океана возникла в результате позднейшего этапа истории развития земной коры и весьма существенно изменялась, по крайней мере в течение последних 250—300 млн лет.

В настоящей статье представлена общая схема возраста дна Мирового океана, в основном по результатам магнитной съемки. Известны такие классические методы определения возраста геологических формаций, как стратиграфия (в основном по палеонтологическим исследованиям), а также радиохронологический метод. Новым геофизическим методом определения возраста дна океана является магнитный метод, впервые предложенный Ф. Вайном и Д. Мэтьюзом (³, ⁴) и составляющий важную часть концепции расширяющегося океанического дна. Метод этот основан на предположении, что мировая система океанических рифтовых трещин является современным образованием, где зарождается новая кора океанического типа (¹¹).

Эта кора сразу после образования присоединяется к краям двух прилегающих к рифту плит литосферы, каждая из которых отодвигается от осевой линии рифта со скоростью нескольких сантиметров в год. На раздвигающемся дне океана по обе стороны от осевой рифтовой впадины запечатлевается симметричная картина знакопеременных магнитных аномалий. Эта картина возникает в результате остаточного намагничивания толеитовых базальтов в момент их образования под действием периодически изменяющего свое направление главного магнитного поля Земли. Циклы инверсий геомагнитного поля зафиксированы в океанических полосовых магнитных аномалиях, параллельных зоне рифта. Возраст пород на участке

аномалии n (считая от оси рифта) равен $T = \sum_{i=1}^n t_i$, где t_i — длительность

одной палеомагнитной эпохи. Эта длительность, так же как сам факт инверсии, установлен в результате палеомагнитных исследований на континентах. Соответствие временных интервалов инверсий геомагнитного поля в течение последних 4,5 млн лет с аномальными зонами, параллельными простиранию рифтов, позволило проэкстраполировать палеомагнитную шкалу до 80 млн лет (¹⁰). Создание палеомагнитной шкалы для мелового и более раннего времени пока находится на начальной стадии (¹⁶).

На основании сравнения возраста дна, определенного по результатам магнитной съемки, с данными по палеонтологическим и абсолютным определениям возраста древнейших осадков из глубоких скважин, пробуренных в Мировом океане, учитывая также определения времени палеомагнитных инверсий по континентальным породам, можно считать, что в интервале до 10 млн лет палеомагнитная шкала определена с относительной ошибкой не более первых процентов (¹⁴), в интервале до 70—80 лет с от-

носительной погрешностью 10—20% (¹⁰, ¹⁶). При этом вполне вероятно, что несколько короткопериодных инверсий геомагнитного поля могли не найти отображения в магнитной записи на дне раздвигающегося океана.

Определение возраста дна Мирового океана магнитным методом затрудняется рядом существенных факторов, таких как наличие трансформных разломов, перестройка в генеральном плане океанического хребта в процессе его развития, наличие подводных гор и некоторые другие. Поэтому изучение возраста дна Мирового океана по магнитным аномалиям в каждом конкретном районе должно производиться с учетом этих факторов.

Возраст образования океанической коры, начиная с мела и более ранних, который пока не может быть установлен на основании магнитной съемки, можно получить по результатам глубоководного бурения. Время с начала раскола различных участков Пангеи и Гондваны определяется по данным палеомагнитных исследований на континентах с ошибкой 10—20% (⁷), а также по возрасту характерных щелочных базальтов в краевых зонах ныне раздвинутых материков.

Наиболее детально площадной магнитной съемкой покрыта Евроазиатская котловина (котловина Нансена — Амундсена) Северного Ледовитого океана (¹, ²). По характеру аномального магнитного поля советскими исследователями установлена повторяемость поперечных разломов, протягивающихся ортогонально простиранию срединного хребта Гаккеля через каждые 30—40 км (¹). Учитывая, что в краевой зоне происходит оползание континентальной коры под действием собственного веса (⁵, ⁶), которое приводит к существенному искажению магнитных аномалий, отражающих начальный этап образования океанической коры, можно считать, что образование Евроазиатской океанической котловины началось около 30—40 млн лет назад. Вероятно, трещина, отделившая хр. Ломоносова от современной шельфовой зоны Баренцева и Карского морей (³), была заложена много ранее, где-то в начале кайнозоя. Можно предполагать, что раскрытие Северной Атлантики и образование океанической коры совпало с началом испарывания континентальной литосферы и отделения хр. Ломоносова. Сейсмологические данные свидетельствуют о том, что развитие этой трещины продолжается и сейчас в районе шельфа моря Лаптевых.

Северная Атлантика по изученности аномального магнитного поля в целом уступает Евроазиатской котловине, однако отдельные участки этого региона, такие как хр. Рекиянес, являются эталонными по четкости корреляции отдельных аномальных зон на значительные расстояния от оси хребта (¹⁴). Как свидетельствуют данные магнитной съемки и палеомагнитных исследований, образование океанического дна здесь началось в конце мезозоя — начале кайнозоя, когда Гренландия начала обособляться от Северной Америки и Европы. Данные магнитной съемки Лабрадорского пролива, хотя и не очень представительные, позволяют сказать, что расширение пролива в основном прекратилось в начале неогена (¹⁷). Единичные землетрясения, фиксируемые в настоящее время, указывают на то, что незначительные подвижки литосферы здесь продолжаются и до сих пор. В средних широтах Северной Атлантики по магнитным данным устанавливается характер раздвижения дна океана только в течение кайнозойского времени. Но по результатам палеомагнитных исследований изверженных горных пород Северной Америки и Африки разделение этих континентов и образование океанического дна началось в триасе (⁷). Радиоактивные определения возраста изверженных пород вблизи побережья Северной Америки дают их средний возраст в 220—230 млн лет.

Рифтовая зона экваториальной Атлантики осложнена многочисленными поперечными подвижками. Данные магнитной съемки экваториальной Атлантики не позволяют, за исключением отдельных участков близ оси хребта, прокоррелировать сколько-нибудь достоверно магнитные аномалии по времени их образования. Единственное указание на начальное время

развития экваториальной Атлантики может быть получено по геологическим данным, которые дают нижнемеловое время раскрытия ⁽⁸⁾.

В Южной Атлантике, по данным гидромагнитной съемки, выделены, хотя в ряде случаев и условно, участки земной коры с возрастом до 70 млн лет ⁽¹⁰⁾. По палеомагнитным данным, возраст разделения Южной Америки и Африки составляет около 120 млн лет. Вероятно, с этим разделением связано излияние щелочных базальтов в Южной Америке, имеющих одинаковый возраст и соединяющихся в единую область при мобилистских реконструкциях.

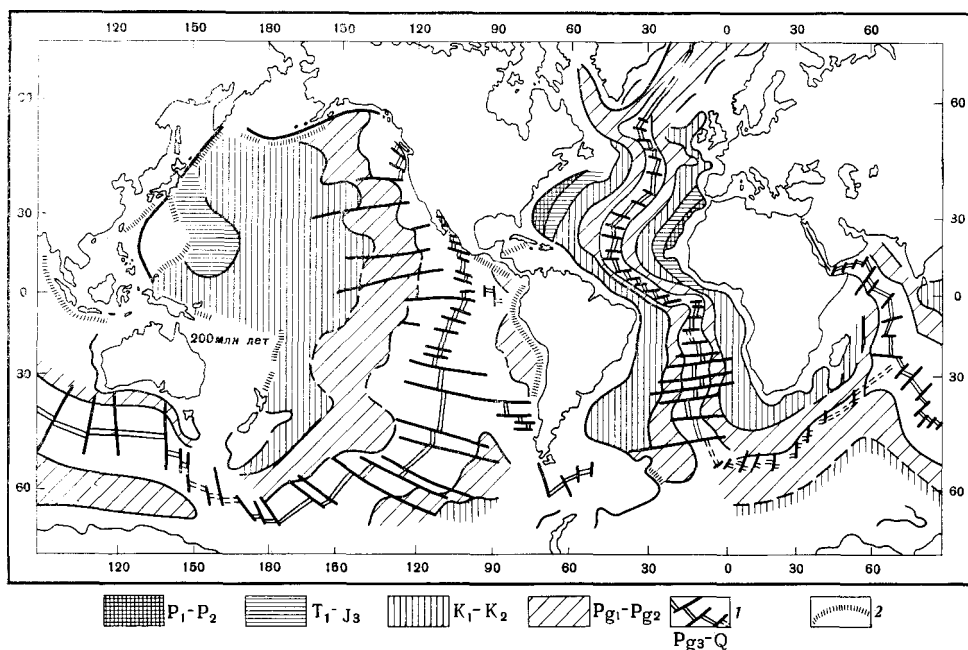


Рис. 1. Схема возраста земной коры Мирового океана. 1 — рифтовая долина и трансформный разлом, 2 — островные дуги

Об образовании Индийского океана и начальном периоде закрытия Тетиса можно судить преимущественно по палеомагнитным данным, которые свидетельствуют о вероятности сравнительно небольших перемещений Австралии относительно Африки еще в пермо-триасе. Отделение Антарктики и Австралии от Африки произошло около 160 млн лет назад и, возможно, сопровождалось излияниями юрских долеритов. Во время отделения Индия еще входила вместе с другими материками в состав Гондваны, а в меловое время, как свидетельствуют палеомагнитные данные, уже была достаточно далека от Африки и Антарктики. Существенное разделение Австралии и Антарктиды произошло только в кайнозое. Степень гидромагнитной изученности Индийского океана значительно ниже, чем Атлантического, но имеющиеся результаты позволяют установить, что образовавшие этот океан рифтовые впадины в настоящее время раскрываются с различными скоростями. Так, скорость раскрытия Западно-Индийского хребта оценивается величиной около 1 см/год, Австрало-Антарктического — от 3 до 6 см/год ⁽¹²⁾.

Анализ гидромагнитных исследований Тихоокеанско-Атлантической зоны позволяет достаточно уверенно проследить характер образования океанической коры в этом регионе в течение всего кайнозоя. Кайнозойская история развития вырисовывается в общих чертах для всей приамериканской области дна Тихого океана ^(9, 10). О более раннем этапе образования его коры позволяют говорить в самом общем виде данные бурения морско-

го дна. Наиболее древние осадки (юрские) встречены в 1000 км к востоку от Японской дуги. Судя по возрасту осадков, залегающих на «изверженном основании», представляется вероятным, что вблизи Японской дуги возраст пород дна Тихого океана старше юрско-мелового. Вполне вероятно, что наиболее древний возраст образования коры, существующей в границах современного Тихого океана, близок к 200 млн лет. Первые скважины, пробуренные в Филиппинском краевом море, показали, что наиболее древние осадки в его восточной части не старше олигоцена (¹³).

Сводка приведенных выше данных показана на схеме (рис. 1), которая в самых общих чертах дает представление о времени образования коры Мирового океана. Для установления деталей ее развития необходима систематическая глобальная магнитная съемка Мирового океана масштаба 1 : 1 000 000, что практически осуществимо только в течение ряда лет в рамках международного сотрудничества.

Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова

Поступило
10 III 1972

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Р. М. Деменицкая, А. М. Карасик, Сборн. История Мирового океана, «Наука», 1971. ² А. М. Карасик, Геотектоника, № 2 (1971). ³ А. М. Карасик и др., Сборн. Геофизические методы разведки в Арктике, Л., 1971. ⁴ Д. М. Печерский, Е. Г. Мирлин, Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, № 15 (1971). ⁵ С. А. Ушаков, ДАН, 171, № 1 (1967). ⁶ С. А. Ушаков, Вестн. Московск. унив., сер. геол., № 1 (1968). ⁷ K. M. Creer, Earth-Sci. Rev., 6, 369 (1970). ⁸ N. K. Grant, Geol. Soc. Am. Bull., 82, № 3 (1971). ⁹ D. E. Hayes, W. C. Pitman, Antarctic J., № 3 (1970). ¹⁰ J. R. Heirtzler et al., J. Geophys. Res., 73, № 6 (1968). ¹¹ H. H. Hess, History of Ocean Basins, Petrological Studies, 1962. ¹² D. McKenzie, J. G. Sclater, Geophys. J. Roy Astron. Soc., № 28 (1971). ¹³ A. Pimm, Sci. J., 6, № 7 (1970). ¹⁴ M. Talwani et al., J. Geophys. Res., 76, № 2 (1971). ¹⁵ F. J. Vine, J. Geol. Education, 18, № 2 (1970). ¹⁶ F. J. Vine, D. H. Matthews, Nature, 199, № 4897 (1963). ¹⁷ P. R. Vogt et al., Tectonophysics, № 8 (1969).