

Д.Г. БАТУРИН, С.А. НЕЧХАЕВ

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ШПИЦБЕРГЕНСКОГО КРАЕВОГО ПЛАТО СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГРЕНЛАНДСКОГО МОРЯ

С позиции гипотезы тектоники плит принято считать, что приблизительно 60 млн. лет назад начался и 36 млн. лет назад закончился первый этап раскрытия Норвежского и южной части Гренландского морей, а также Евразийского глубоководного бассейна. Гренландия при этом перемещалась мимо Баренцевоморской окраины Евразийской плиты на северо-запад вдоль системы трансформных разломов, соединяющих срединные хребты Мона на юге и Гаккеля на севере. К серии этих разломов относится выделяемая в настоящее время на внешней части шельфа Западного Шпицбергена зона разломов Хорнсунн. Около 36 млн. лет назад начался новый тектонический этап, во время которого Гренландия начала движение к западу, Северо-Американская и Евразийская плиты отделились одна от другой, поскольку произошло раскрытие северной части Гренландского моря, а в регионе между Евразийским Арктическим бассейном и Норвежско-Гренландским морем развился глубоководный рифт. В результате был образован спрединговый центр - хребет Книповича, развивающийся до настоящего времени совместно с системой срединных хребтов Мона и Гаккеля. Из подобной схемы развития вытекает, что современное Гренландское море, или по крайней мере его северная часть, значительно моложе, чем Евразийский бассейн на севере и Норвежское море на юге.

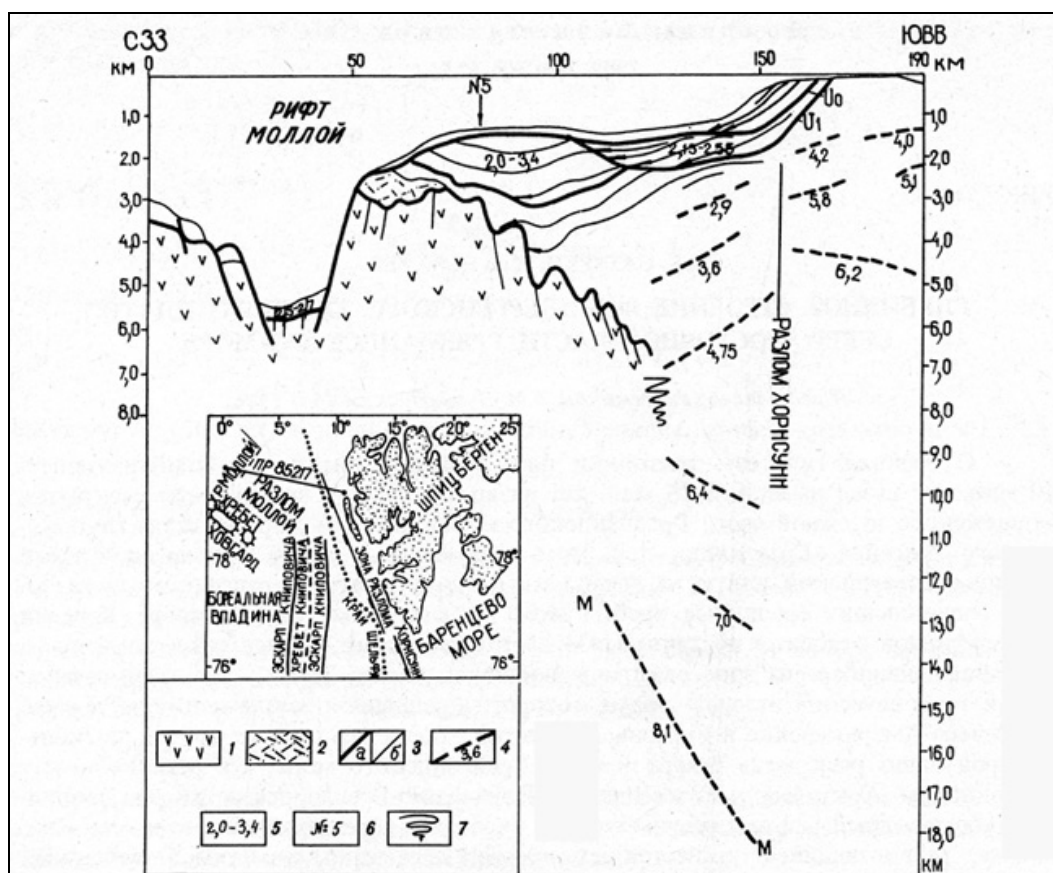
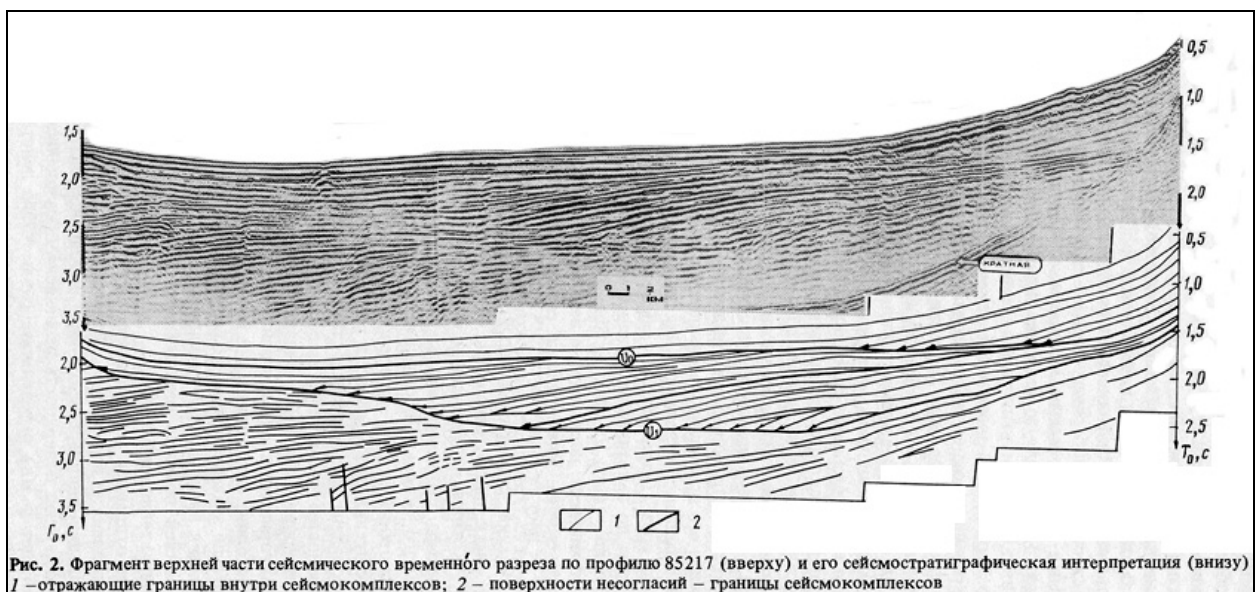


Рис. 1. Сейсмологический разрез через Шпицбергенское крайнее плато вдоль линии геофизического профиля 85217 (положение профиля указано на врезке). 1 - океанический базальтовый фундамент; 2 - вулканогенно-терригенный комплекс; 3 - отражающие горизонты по МОВ ОГТ: а - границы сейсмокомплексов, б - границы внутри комплексов; 4 - преломляющие горизонты по КМПВ (числа - граничные скорости, км/с); 5 - интервальные скорости по МОВ ОГТ (км/с); 6 - 5-я линейная магнитная аномалия (9 млн. лет); 7 - зона перехода континент-океан

На севере Шпицбергенская континентальная окраина осложняется известным краевым плато Ермак, в то время как в северо-западной части региона располагается Шпицбергенское краевое плато, которое исследовано геофизическими методами впервые. На полученном по сейсмическим данным методами преломленных и отраженных волн глубинном разрезе (рис. 1) установлено, что граница Мохоровичича (граничная скорость 8,1 км/с) поднимается с 24 км на шельфе до 13 км в средней части плато, сохраняясь на этом гипсометрическом уровне и в направлении глубоководной котловины. Выше этой границы в приконтинентальной части плато выделяются еще два преломляющих горизонта со скоростями 7,0 и 6,4 км/с, которые также испытывают воздымание по направлению к предполагаемой переходной зоне континент-океан. Граница со скоростью 6,4 км/с связывается нами с подошвой так называемого "гранитного" слоя. С поверхностью континентального фундамента в этой зоне отождествляется преломляющая граница со скоростью 4,75 км/с, которая, как и все вышерасположенные горизонты, имеет в противоположность глубинным границам наклон в сторону океана. Подобная инверсионная слоевая модель строения земной коры, как правило, характерна для всех пассивных окраин континентов и отражает процесс утонения литосферы при переходе от континента к океану. В районе шельфа фундамент характеризуется преломляющей границей со скоростями 5,1-5,8 км/с. Таким образом, устанавливается, что зона разлома Хорнсунн в этой части шельфа образована сбросом по поверхности фундамента амплитудой до 3,5 км, что определяется по смещению относительно друг друга горизонтов со скоростями 5,1-5,8 и 4,75 км/с.



В западной части плато на сеймопрофиле уверенно выделяется поверхность океанического фундамента. Океанический тип земной коры в этой области подтверждается также плотностным подбором разреза при гравитационном моделировании. Фундамент выступает на поверхности дна моря в районе сбросового уступа внешней части плато, погружаясь в сторону континента под мощной (до 5,5 км) осадочной толщей в виде серии ступенчатых блоков. Амплитуда сбросов при этом колеблется в пределах от 0,4 до 1,5 км, размеры блоков изменяются от 0,3 до 1,0 км. Наклоны поверхности сбросов достигают величины 20°. Подобная картина хорошо соответствует модели погружения океанического фундамента в результате его удаления и остывания от области повышенного теплового потока - срединно-океанического хребта. Дополнительный импульс для прогибания фундамента может вызывать также изостатическая нагрузка мощной толщи перекрывающих отложений.

Осадочный чехол в пределах плато расчленяется по крайней мере на три основных седиментационных комплекса, разделенных между собой поверхностями несогласий, которым соответствуют опорные отражающие горизонты U_1 и U_0 (рис. 2).

Нижний, наиболее мощный осадочный комплекс, налегает в западной части плато на раздробленную поверхность океанического фундамента, постепенно выклиниваясь на его выступах (рис. 1). Депоцентр осадконакопления комплекса, как и всего седиментационного бассейна плато, приурочен к области сочленения океанического и континентального фундаментов, с которой совпадает переходная зона континент-океан. В этой же области в результате подбора плотностной модели среды по данным гравиметрии устанавливается выклинивание так называемого "гранитного" слоя со стороны Шпицбергена. Нижний седиментационный комплекс сложен проградационными клиноформами, направление падения которых свидетельствует о сносе осадочного материала со стороны Шпицбергена. В пределах внешней части плато отложения комплекса выполняют конседиментационный прогиб, бортовые части которого "срезаются" эрозионной поверхностью несогласия. В соответствии с законом сохранения мощностей определяется, что эрозии подверглась толща осадков мощностью не менее 1 км. По характеру соотношения отражающих горизонтов устанавливается, что в этой области снос осадков происходил как с востока, так и с запада, где в настоящее время расположена глубоководная котловина. Подобным источником сноса осадочного материала со стороны океана могли служить вулканические горы непротяженного срединного центра - хребта Моллой, выступы которых располагаются несколько северо-западнее описываемой области. В базальной части разреза осадочного чехла вблизи сбросового уступа внешней части плато по сейсмостратиграфическим признакам можно предполагать присутствие относительно маломощной (0,5-0,8 км) линзы вулканогенно-терригенных отложений (рис. 1). Сейсмические скорости продольных волн для нижнего комплекса изменяются от 2,9 до 3,6 км/с вблизи его основания, уменьшаясь до 2,0-3,4 км/с в его верхней части.

Средний комплекс, отделенный от нижнего резким угловым несогласием типа "эрозионный срез" (горизонт U_1), также представлен проградационной линзой осадков. При этом по направлению падения клиноформ устанавливается, что снос осадков происходил только со стороны Шпицбергена. Ось прогибания и максимальные мощности комплекса, достигающие величины 0,8 км, приурочены к подножию континентального склона. Интервальные сейсмические скорости пород комплекса изменяются от 2,15 до 2,55 км/с.

Самый верхний седиментационный комплекс развит на внешнем шельфе и прилегающей части плато, отделяясь от среднего эрозионной поверхностью - горизонтом U_0 . Комплекс представлен клиноформными телами выдвигающегося современного шельфа. Его максимальные мощности (до 1,0 км) приурочены к бровке континентального склона. Породы комплекса характеризуются интервальными сейсмическими скоростями 1,75-1,9 км/с.

Ввиду отсутствия пробуренных в регионе скважин стратификация осадочных комплексов проведена на основании таких косвенных признаков: корреляция основных поверхностей несогласий, выделенных по сейсмическим данным, с кривыми колебания уровня Мирового океана; "привязка" затронутых тектоническими нарушениями горизонтов к фазам основных региональных перестроек структурного плана территории; отождествление возраста блоков океанического фундамента, определенного по значениям номерных линейных магнитных аномалий, с возрастом перекрывающих поверхностей напластований; использование для этой же цели кривых зависимостей возраста океанической коры от глубины погружения фундамента и величины теплового потока.

В качестве отправной точки отсчета для определения возраста была выбрана поверхность несогласия - горизонт U_1 . В предыдущих работах, посвященных изучению строения Западно-Шпицбергенской континентальной окраины, нами предполагалось, что эта

эрозионная поверхность несогласия образовалась в мессинское время (около 6,6 млн. лет назад) в результате совместного действия двух факторов - эвстатического понижения уровня моря и обмеления бассейна за счет тектонических восходящих движений архипелага Шпицберген [Батурин, 1986; Савостин и Батурин, 1986]. На основании новых материалов, приведенных в данной работе, можно заключить, что происхождение этой поверхности в пределах Шпицбергенского плато связано и с другими факторами, поскольку на описываемом разрезе горизонт U_1 имеет все признаки эрозионного вреза. Не исключено, таким образом, что данная поверхность несогласия была образована в результате интенсивной субаквальной эрозии, начавшейся в связи с окончательным установлением морской связи и широким водообменом между Арктическим и Норвежско-Гренландским океаническими бассейнами. Для подтверждения же предполагаемой датировки этого события, как и времени образования горизонта U_1 , нами были привлечены дополнительные данные.

В районе исследований в результате аэромагнитной съемки зарубежными учеными идентифицирована линейная магнитная аномалия № 5 (время становления около 9 млн. лет назад) [Vogt et al., 1981]. По нашим данным эта аномалия соответствует одному из выступов океанического фундамента хребта Моллой, выделенного в западной части Шпицбергенского плато (рис. 1). Приблизительно в районе этой же точки ранее проводились измерения теплового потока [Crane et al., 1982], в результате которых получены значения около 2,8 ед. теплового потока. Между тем известно, что для погружающегося и остывающего по мере удаления от срединного хребта океанического фундамента существуют эмпирические зависимости возраста океанической коры от величины теплового потока и от глубины его погружения [Parson & Sclater, 1977; Royden et al., 1980]. Из совместного рассмотрения указанных кривых при условии пренебрежения изостатической нагрузкой 1,5-километровой толщи осадков на фундамент получим, что возраст описываемого блока должен изменяться в пределах от 7 до 11 млн. лет. Между тем горизонт U_1 , как это следует из рис. 1, располагается выше блока фундамента, возраст которого по нескольким независимым друг от друга методам определения составляет в среднем около 9 млн. лет. Таким образом, предположенный нами ранее возраст в 6,6 млн. лет для поверхности несогласия - горизонта U_1 представляется наиболее вероятным.

Верхнее несогласие - горизонт U_0 характеризуется сейсмостратиграфическими признаками, аналогичными для поверхности несогласия U_1 . Поэтому, как и в случае горизонта U_1 , логично связывать происхождение эрозионной поверхности несогласия U_0 с относительным падением уровня моря на кривой Вейла с соавторами [Vail et al., 1977] в одну из послемессинских фаз, например калабрийскую (возраст 2,8 млн. лет).

В результате проведенных исследований представляется возможным датировать возраст выделенных в пределах Шпицбергенского плато осадочных комплексов следующим образом: верхний - как плио-плейстоценовый, средний - как преимущественно плиоценовый и нижний - как дораннеплиоценовый.

Формирование океанической коры в этой части Гренландского моря могло начаться, как предполагается [Crane et al., 1982], около 10-16 млн. лет назад. Таким образом, стратиграфический диапазон нижнего осадочного комплекса может отвечать нижнему - верхнему миоцену.

Учитывая, что общая мощность осадочного чехла в пределах седиментационного бассейна Шпицбергенского плато превышает 5 км, можно сделать заключение, что в целом темпы осадконакопления в процессе формирования всей толщи достигали величины 30-50 см/тыс. лет.

В результате рассмотрения представленных материалов можно сделать вывод, что первоначальный тектонический рельеф области сочленения континентального и океанического фундаментов в описываемом регионе был полностью компенсирован в процессе эволюции континентальной окраины Западного Шпицбергена мощными отложениями конусов выноса, поступающими с восточной суши. Роль преграды для

массы осадков, сносимых со стороны Шпицбергена в процессе формирования плато, играли выступы океанического фундамента хребта Моллой. Таким образом, основным результатом проведенных исследований является факт установления аккумулятивной природы происхождения Шпицбергенского плато в отличие от большинства известных в настоящее время краевых плато пассивных окраин континентов, представляющих ранее часть палеошельфа и испытавших впоследствии погружение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Батурин Д.Г. Геология осадочного чехла архипелага Шпицберген. Л., 1986, с. 125-135.
2. Савостин Л.А., Батурин Д.Г. - ДАН, 1986, т. 291, № 6, с. 1458-1462.
3. Vogt P.R., Perry R.K. et al. The ocean basins and margins. The Arctic Ocean. N.Y., 1981, p. 493-598.
4. Crane K., Eldholm O., Myhre A. - Tectonophysics, 1982, № 89, 1-32.
5. Parson B., Sclater J. - J. Geophys. Res., 1977, vol. 82, p. 803-827.
6. Royden L., Sclater J., von Herzen R.P. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1980, vol. 64, № 2, p. 173-187.
7. Vail R.P., Mitchum R.M. et al. Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir. 26, 1977, p. 83-97.

Ссылка на статью:



Батурин Д.Г., Нечхаев С.А. Глубинное строение Шпицбергенского краевого плато северо-восточной части Гренландского моря. Доклады Академии наук СССР 1989. Том 306, №4, с. 925-930.

<http://www.evgengusev.narod.ru/svalbard/baturin-1989.html>