

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.243

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПОПЕРЕЧНОГО ХРЕБТА В ПАССИВНОЙ ЧАСТИ РАЗЛОМА РОМАНШ

© 1996 г. В. Н. Ефимов, С. Ю. Соколов, П. Н. Ефимов, Л. Гасперини, М. Лиджи

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 05.12.94 г.

Поступило 08.12.94 г.

Геолого-геофизические исследования трансформных разломов в Атлантическом океане выявили интересную разновидность поднятий, встречающихся на бортах разломных зон. Они представляют собой отдельные горные массивы или „вытянутые вдоль бортов разломных впадин гряды с плоскими вершинами, покрытые карбонатными отложениями. К концу 70-х годов обнаружено несколько таких структур на западных флангах разломов Романы и Чейн, а также на восточной окраине активной части зоны Романы [1]. Присутствие на них карбонатных пород подтверждено бурением [4] и драгировками [1-3]. Аналогичная структура была обнаружена на поперечном (трансверсивном) хребте южного борта разлома Вима около его сочленения с северным сегментом осевого рифта Срединно-Атлантического хребта (САХ) [2]. В процессе совместных российско-итальянских исследований поперечного хребта северного борта разлома Романы в районе, где ранее обнаружены известняки [1], в 13-м рейсе нис "Академик Николай Страхов" проведена дополнительная серия драгировок и выполнены сейсмические исследования [3]. Анализ данных, полученных по профилю вдоль поперечного хребта, показал, что плоская вершина поднятия, на которой залегают известняки, образовалась в результате подъема этого блока земной коры к уровню моря с последующим формированием обширной эрозионной террасы. Слой рифогенных известняков имеет здесь мощность до 350 м, а их возраст около 5 млн. лет [1,3].

В 16-м рейсе нис "Академик Николай Страхов" в 1993 г. проведена детальная полигонная съемка этого поднятия со средним шагом между галсами 1.5 мили, а также выполнена новая серия драгировок. Галсы были расположены вкрест простирания структуры. Основными методами съемки являлись многолучевое эхолотирование и

одноканальное сейсмопрофилирование. Эхолотирование проводилось 15-лучевым эхолотом ECHOS-625, покрывающим полосу в 70% от глубины. Излучение сейсмических сигналов осуществлялось линейной группой из 2 пневмопушек конструкции Геологического института РАН с объемами по 0.5 дм³, рабочим давлением 60 атм, глубиной погружения 4 м. Прием сигналов проводился на одноканальную сейсмическую косу с длиной базы 30 м и глубиной буксировки 4 м. Интервал возбуждения сигналов составлял 4 с при скорости движения судна около 10 узлов. Навигационная привязка данных осуществлялась с помощью спутниковой системы GPS.

В результате обработки данных многолучевого эхолота построена карта рельефа исследованного поднятия поперечного хребта (рис. 1). Минимальная зафиксированная глубина составляет 853 м. До глубины 1500 м изобаты проведены через 50 м, далее - через 100 м. Это связано с тем, что интересующие нас детали рифогенной структуры проявляются в узком диапазоне глубин. Распределение мощности осадочного тела показана на рис. 1. Ее значения рассчитаны в метрах при средней скорости сейсмических волн в осадках, принятой 2 км/с. Реальная скорость волн в данном осадочном теле может быть выше [2, 3]. Многоканальные сейсмические исследования, проведенные на сходном известняковом образовании около разлома Вима, позволили получить значение скорости около 2.45 км/с. Таким образом, мощности на схеме могут быть занижены на 20%.

Из анализа карты (см. рис. 1) видно, что поверхность эрозионной террасы расположена вблизи изобаты 1350 м. В центральной и восточной частях поднятия на этой плоскости залегают толща известняков мощностью до 350 м. С севера и юга эта толща обрамлена уступами. В центральной части поднятия, где мощность отложений несколько сокращается, выявляется дугообразная структура, сходная с атоллom. На блок-диаграмме (см. рис. 2) видно, что поверхность дна между основным массивом известняков и упомянутой

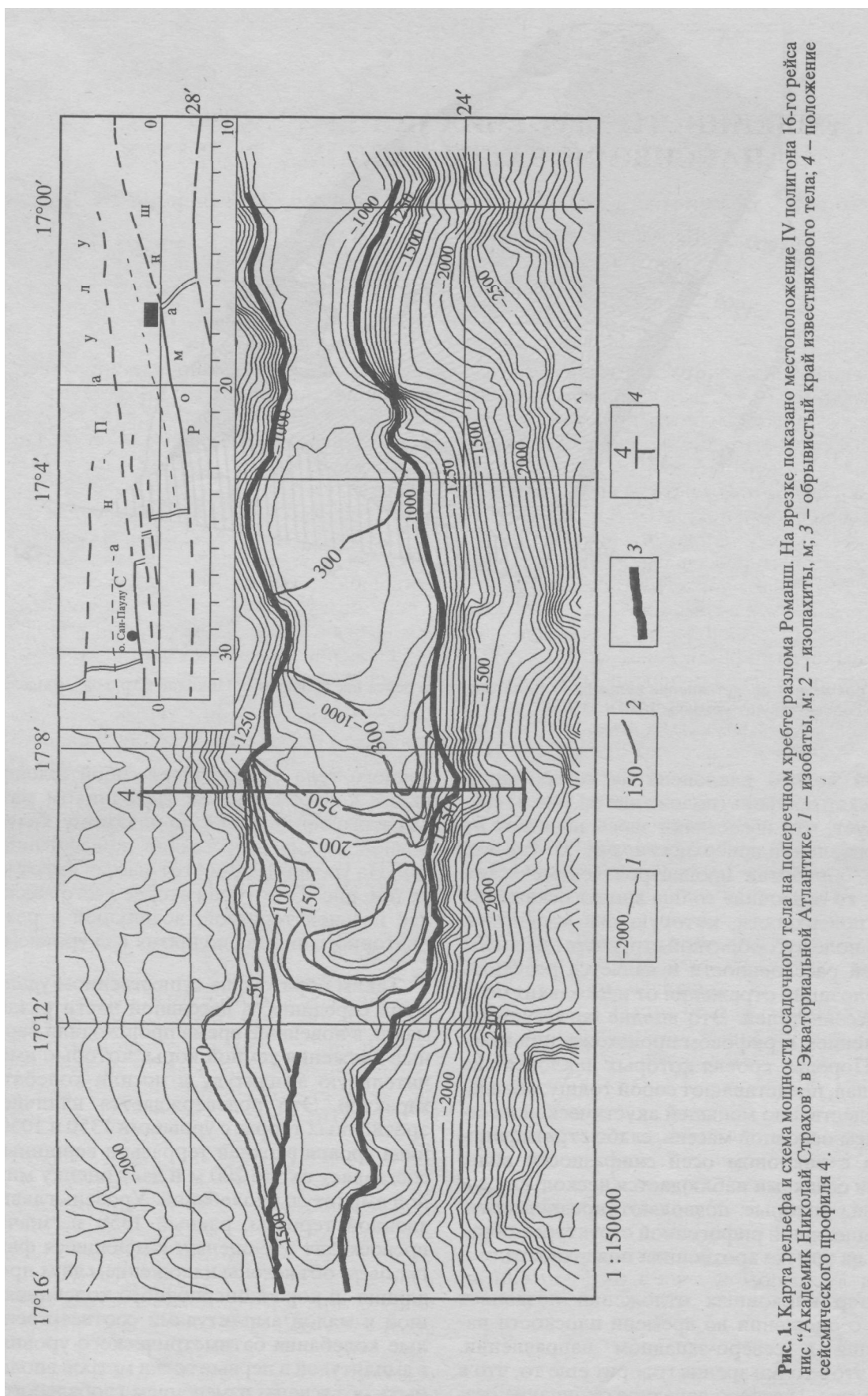
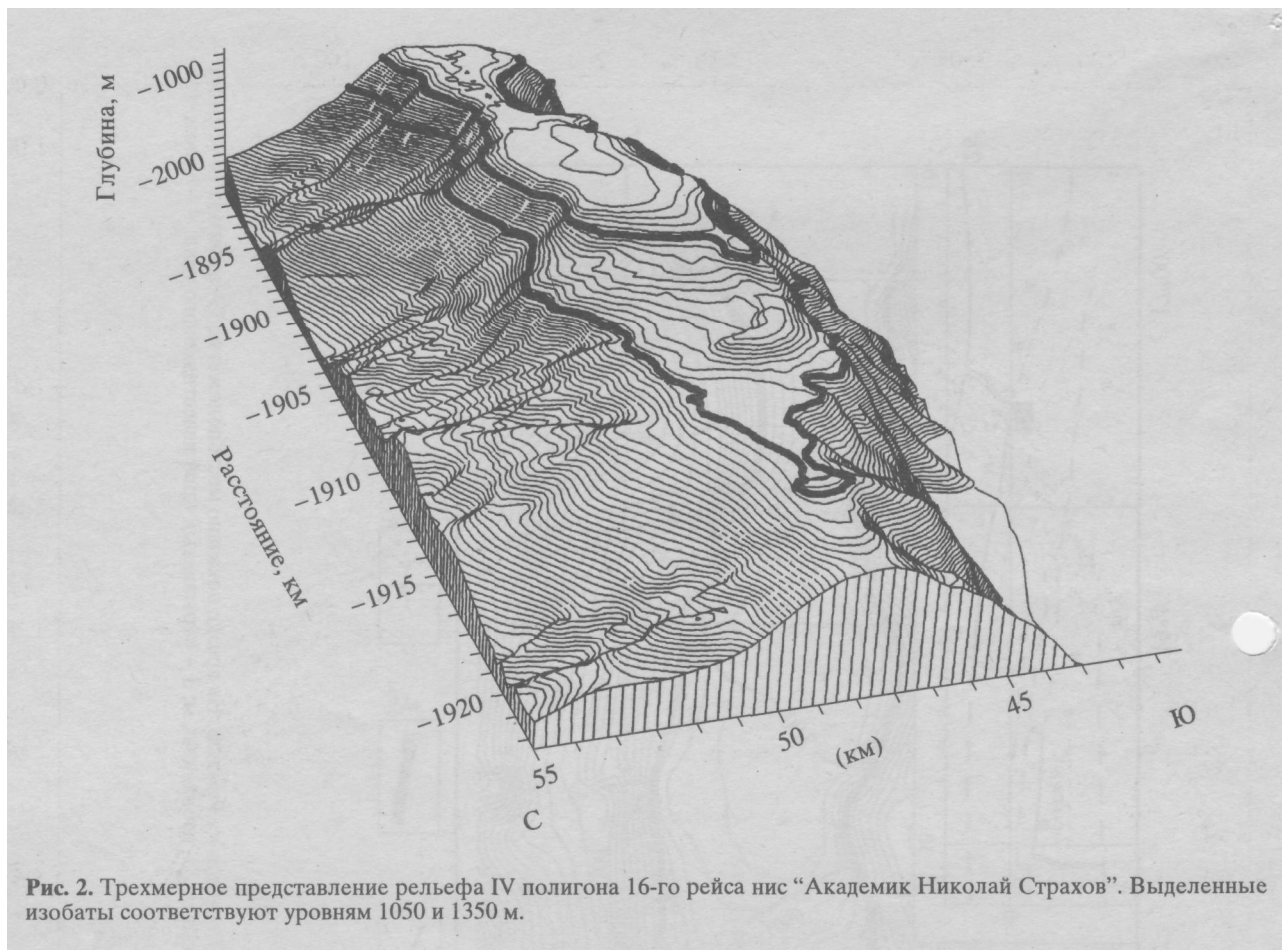


Рис. 1. Карта рельефа и схема мощности осадочного тела на поперечном хребте разлома Романши. На врезке показано местоположение IV полигона 16-го рейса нис "Академик Николай Страхов" в Экваториальной Атлантике. 1 – изобаты, м; 2 – изобаты, м; 3 – обрывистый край известнякового тела; 4 – положение сейсмического профиля 4.

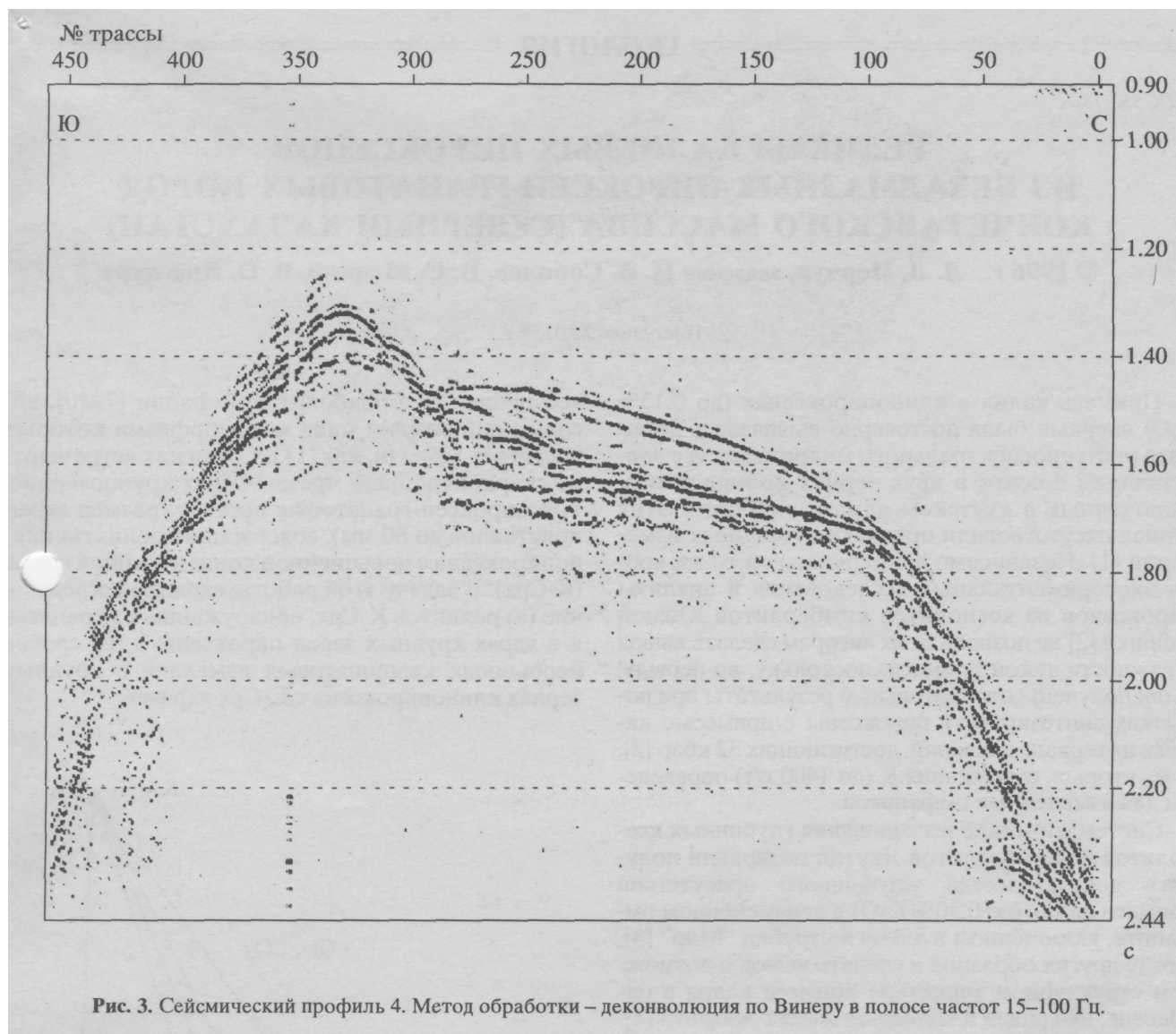


структурой полого наклонена на северо-запад. Сейсмический профиль (положение см. рис. 1) свидетельствует, что известняки здесь залегают на субгоризонтальной поверхности (рис. 3). Так как разрез не обработан процедурой сейсмической миграции, то осадочная толща вносит искажения в форму поверхности, которую она маскирует. Волновое поле дугообразной структуры не имеет внутренней расслоенности и является результатом суперпозиции отражений от нескольких объемных рассеивателей. Это вполне согласуется с представлением о рифовом происхождении известняков. Породы, кровля которых наклонена на северо-запад, представляют собой толщу, обладающую существенно меньшей акустической жесткостью, чем основной массив, слабо стратифицированную с наклоном осей синфазности волн. Под этими осадками наблюдается несколько рассеивателей, которые позволяют предположить наличие еще одной рифогенной структуры, образованной на той же эрозионной поверхности.

Характер наклонных отложений позволяет говорить о смещении во времени плоскости напластования в северо-западном направлении. В пользу этой точки зрения говорит еще то, что в плане (см. рис. 1) северо-западное окончание оса-

дочного тела представляет собой шлейф, сходный с конусом выноса. Источником материала для этого образования, по-видимому, является основной массив известняков, подвергшийся эрозии. На уровне 1050 м этот массив имеет площадку (см. рис. 2), которая скорее всего является более поздней террасой, возникшей в результате повторного выхода поднятия над уровнем моря.

Таким образом, на существенном удалении от зоны спрединга, в пассивной части разлома Романш, в новейшее время происходили вертикальные движения земной коры, которые имели значительную амплитуду и носили колебательный характер. Это подтверждается наличием двух эрозионных террас с уровнями 1350 и 1050 м. Разница уровня верхней террасы и вершины хребта составляет около 200 м и дает оценку минимальной амплитуды колебаний. Уровень главной эрозионной террасы, равный 1350 м, значительно превосходит эту оценку. Имеющиеся факты могут быть объяснены наложением двух процессов: длинно- и короткопериодного колебания с большой и малой амплитудами соответственно. Малые колебания батиметрического уровня террас с амплитудой в первые сотни метров вполне могут быть объяснены изменением глобального уровня



Мирового океана. По данным П. Вейла [5], колебания уровня моря порядка 200 м имели место около 5 Милл. лет назад. Погружение же главной эрозионной террасы на глубину более километра колебаниями уровня моря объяснено быть не может.

Авторы благодарны Э. Бонатти и А.О. Мазаровичу за ценные советы и замечания, полученные в ходе обсуждения результатов обработки данных и их интерпретации.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 93-05-9745).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bonatti E., Chermak A. // *Tectonophysics*. 1981. V. 72. P. 165-180.
2. Bonatti E., Sartori R., Boersma A. // *Ibid.* 1983. V. 91. P. 213-232.
3. Bonatti E., Raznitsin Y., Bortoluzzi G. et al. // *Giornale di Geologia. Ser. 3a*. 1991. V. 53/2. P. 31-48.
4. Bolli H.M. // *Init. Rep DSDP*. 1970. Leg. 4. P. 577-644.
5. Вейл П. и др. *Сейсмическая стратиграфия*. М.: Мир, 1982. Т. 1. С. 160-183.