

УДК 551.24(234.17+236.1)

## ГЕОДИНАМИКА АЛЬБОРАНСКОГО СЕКТОРА СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

© 2002 г. В. И. Шевченко, А. А. Лукк, М. Т. Прилепин

Представлено академиком В.Н. Страховым 26.04.2002 г.

Поступило 20.05.2002 г.

Широкое внедрение спутниковых технологий (GPS и др.) в практику геолого-геофизических исследований позволяет в целом ряде случаев пересмотреть существующие представления о геодинамике некоторых частей подвижных поясов. В частности, это относится к западному, альборанскому сектору Средиземноморского подвижного пояса.

Западным окончанием этого пояса является Гибралтарская дуга – крутой, выпуклый в западном направлении изгиб тектонических структур пояса, имеющих субмеридиональную ориентировку в районе Гибралтарского пролива. Продолжением северной ветви дуги в восток-северо-восточном направлении являются Бетские Кордильеры (Бетиды) Пиренейского полуострова. Южная часть дуги продолжается в восточном направлении Эр-Рифом и Телль-Атласом (Магрибидами) в Африке. В целом эти сооружения образуют Бетско-Рифскую дугу [4] (рис. 1). На севере форландом Бетид служит герцинская Иберийская платформа, относящаяся, как и западно-европейская часть Евразийской литосферной плиты, к лавразийскому ряду структур литосферы [1]. На ее границе с Бетской Кордильерой располагается передовой прогиб. На юге Магрибиды узким передовым прогибом отделяются от герцинской части Африканской литосферной плиты, принадлежащей к гондванскому ряду структур. Передовые прогибы выполнены молассовыми отложениями неогенового и, частично, четвертичного возраста.

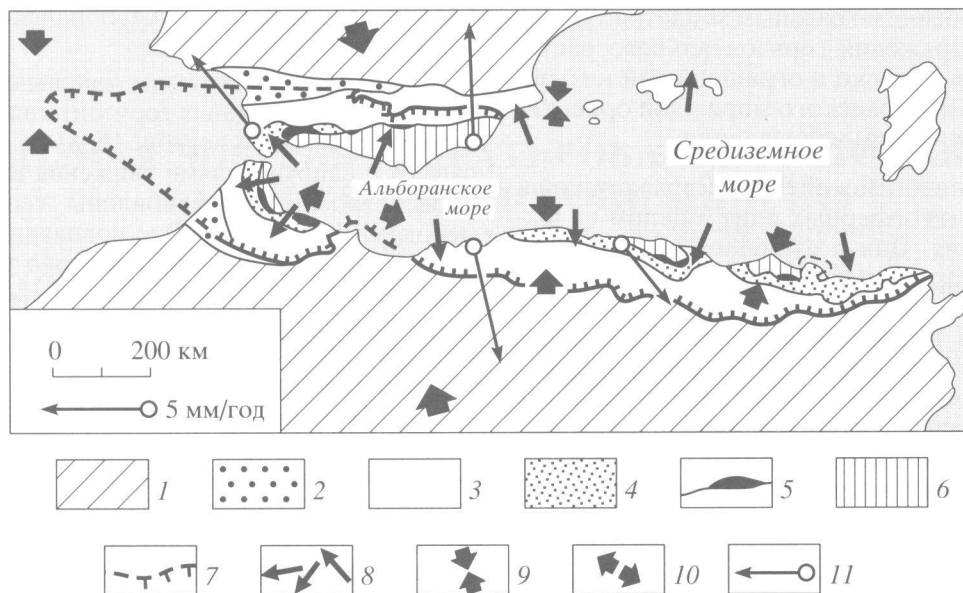
В пределах Бетид, Магрибид и собственно Гибралтарской дуги выделяются Внешняя и Внутренняя историко- и структурно-геологические зоны. В состав Внешней зоны входят внешняя и внутренняя подзоны, сложенные мощными неметаморфизованными неритическими и флишевыми отложениями. Накопление их началось уже в юре, закончилось в миоцене, но преимущественно

но происходило в меловое–палеогеновое время. Вдоль границы Внешней и Внутренней зон протягивается узкая полоса Известняковых хребтов (“Дорсаль”) (отложения палеозоя, мезозоя, палеогена). Во Внутренней зоне большие площади заняты выступами древних метаморфических и интрузивных пород, присутствуют различные осадочные и вулканогенные, в разной степени метаморфизованные породы палеозоя и триаса. Мощность этих последних относительно невелика. Пробуренные в Альборанском море скважины вскрыли под миоценовым осадочным чехлом метаморфические и магматические породы, аналогичные таковым Внутренней зоны [4].

Отложения, выполняющие передовые прогибы, в большинстве случаев не дислоцированы или слабо дислоцированы. Во Внешней и Внутренней зонах Бетско-Рифской дуги основную роль играют надвиговые и покровные дислокации, которые сформировались к середине–концу миоцена. Для них характерна центробежная, точнее осебежная, от оси дуги в сторону смежных платформ вергентность (рис. 1). В Бетиде перемещения происходили в северном, в Магрибидах – в южном, а в Гибралтарской дуге – в западном направлениях. В Альборанской впадине выявлены сбросы и грабены преимущественно субширотные.

Согласно геодинамическим реконструкциям в рамках плейттектонической концепции, в юре–эоцене между Евразийской и Африканской литосферными плитами располагался океанический бассейн Тетис. Граница Евразийской и Африканской литосферных плит проходит в Атлантическом океане по Азорско-Гибралтарской зоне разломов. Далее на восток ее проводят обычно через флишевую подзону Рифа–Телля, которая рассматривается как маркер ранее существовавшего океана [3, 5]. Таким образом, с этой точки зрения в настоящее время северная, Бетская, ветвь дуги целиком относится к Евразийской литосферной плите, а внешняя подзона Внешней зоны Магрибской ветви – к Африканской.

Ширина океана Тетис в рассматриваемой части пояса оценивается величиной порядка 100–500 км; взаимное сдвиговое смещение плит вдоль Тетиса –



**Рис. 1.** Структурно-геодинамическая схема альборанского сектора Средиземноморского подвижного пояса. 1 – Иберийская (на севере) и Африканская (на юге) платформы; 2 – передовые прогибы; 3, 4 – внешняя (3) и внутренняя (4) подзоны Внешней зоны Бетид и Магрибид; 5 – Известняковые хребты (“Дорсаль”); 6 – Внутренняя зона Бетид и Магрибид; 7 – внешний тектонический фронт цепей Бетской Кордильеры, Рифа и Телля (по М. Дюран-Дельга и Ж.-М. Фонтботе из [4]); 8 – направления перемещений надвигов и шарьяжей (по [2]); 9, 10 – оси напряжений субгоризонтального сжатия (9) и растяжения (10) (по [7]); 11 – векторы скоростей современных горизонтальных смещений геодезических пунктов Бетид (по [8]) и Магрибид (по [6]).

в 500–600 км. Тетис на западе соединялся с Атлантическим, на востоке с Тихоокеанским бассейнами. В результате сближения, происходившего в палеоцене–эоцене, плиты сомкнулись и в течение олигоцена–четвертичного периода западная часть Средиземноморья приобрела облик, близкий к современному [3, 5].

Изложенной схеме развития региона противоречит то, что Бетская Кордильера, Эр-Риф и Телль-Атлас являются очевидными, неразрывно связанными друг с другом частями единой целостной Бетско-Рифской дуги альборанского сектора Средиземноморского подвижного пояса. Выделенные в составе каждого из этих сооружений сходные структурно-исторические зоны и подзоны, формировавшиеся унаследованно в течение юры–миоцена, практически непосредственно связаны друг с другом, служат прямым продолжением одна другой. Такое их соотношение было бы невозможно, если бы Бетиды и Магрибиды возникли независимо друг от друга, входили бы в состав разных литосферных плит, и только позднее их зоны и подзоны были бы механически сближены и состыкованы – при измераемом сотнями километров взаимном смещении плит. Поэтому “...логично допустить, что Бетско-Рифская дуга являлась уже с поздней юры ... естественным обрамлением западной периклинали Альборанского блока.” [4, с. 65]. Но из этого следует, что либо Евразийская и Африканская литосферные плиты

– на рассматриваемом отрезке подвижного пояса – вообще не были разделены океаническим проливом Тетиса, либо этот последний проходил где-то в другом месте. В обоих случаях Бетско-Рифскую дугу придется рассматривать как внутриплитное, а не межплитное образование.

Выше упоминалось о дивергентной структуре Бетско-Рифской дуги. Плоскости надвиговых и покровных дислокаций Бетид и Магрибид наклонены в сторону впадины Альборанского моря, т.е. к оси подвижного пояса. Перемещения по ним, если считать эти дислокации именно надвигами и покровами, ориентированы осебежно (рис. 1). Если же исходить из плитотектонических представлений и реконструкций, то упомянутые дислокации следует рассматривать как осестремительные поддвиги разной амплитуды, сформировавшиеся в результате сближения и столкновения Евразийской и Африканской плит.

Ведущая роль надвиговых и покровных (или поддвиговых) дислокаций в тектонической структуре региона свидетельствует о том, что она сформировалась в обстановке преобладания напряжений субгоризонтального сжатия. Это подтверждено результатами изучения механизмов очагов землетрясений региона [7] (рис. 1). В верхней части литосферы мощностью до 30 км общая “...картина напряженного состояния региона – это горизонтальное сжатие в направлении от С–Ю до СЗ–ЮВ. Эта ориентация получена по механиз-

мам очагов, особенно по сильным землетрясениям” [7, р. 258]. Напряжения горизонтального растяжения выявлены только в ограниченной юго-западной части Альборанского моря. Они ориентированы в субширотном направлении.

Сближение европейской части Евразийской и Африканской литосферных плит в целом не вызывает сомнения. Для настоящего времени оно подтверждено прямыми геодезическими измерениями [9]. Но такие же геодезические измерения, проведенные в Бетско-Рифской дуге, показали, что зафиксированные здесь горизонтальные смещения однозначно согласуются с представлением об осебежном надвигово-покровном, а не об осеостремительном поддвиговом характере механизма формирования тектонической структуры этой части подвижного пояса. Имеющиеся в пределах Бетской Кордильеры два геодезических пункта смещаются в северо-западном и север-северо-западном направлениях со скоростями 4 и 5 мм/год [8] (рис. 1). В то же время пункты в Телль-Атласе перемещаются в юг-юго-восточном и юго-восточном направлениях со скоростями 5 и 3 мм/год [6]. Это означает, что ширина альборанского сектора Средиземноморского подвижного пояса в настоящее время увеличивается, а не уменьшается, как это предполагается в рамках плейтктонической концепции.

Аналогичные картины в других частях Средиземноморского пояса (например, в эгейском секторе) некоторыми исследователями объясняются как результат воздействия растекающихся верхних частей мантийных диапиров на утоненную литосферу впадин и компенсационное сгущивание материала в их обрамлении. В данном случае наличие в регионе землетрясений с механизмами сжатия на небольшой (до 30 км), промежуточной (30–150 км) и большой (~650 км) глубинах противоречит такому объяснению [7].

Поэтому отмеченное увеличение ширины рассматриваемой части подвижного пояса, происходящее в обстановке напряженного состояния субгоризонтального сжатия на той же территории, может быть объяснено только, если предположить активное увеличение объема горных пород пояса. Оно происходит, по-видимому, в результате привноса в породы дополнительного минерального материала восходящим потоком глу-

бинных флюидов под Альборанской впадиной, Бетидами и Магрибидами.

Измеренные осебежные направления векторов скоростей современных горизонтальных движений в рассматриваемом регионе [6, 8] по существу совпадают с направлениями движения надвигов и покровов, которые установлены геологическими методами [2] (рис. 1). Это совпадение позволяет утверждать, что дислокации этого типа рассматриваемого региона и в геологическом прошлом формировались в результате осебежных надвиговых и покровных, а не осеостремительных поддвиговых перемещений.

Аналогичные соотношения элементов геологической структуры, напряженно-деформированного состояния земной коры или литосферы и результатов геодезических измерений выявляются в эгейском секторе Средиземноморского пояса, а также в ряде других частей подвижных поясов – в Таджикской депрессии, на Большом Кавказе, в Большом Бассейне в Провинции Бассейнов и Хребтов (Гусева и др., 1993; Шевченко и др., 1996, 1999, 2000).

Работа поддержана РФФИ (грант 02–05–64713).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Н.А., Короновский Н.В., Ломизе М.Г. и др. Тектоническая карта Средиземного моря. Федеральная служба геодезии и картографии России. М., 1994.
2. Белостоцкий И.И. Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978. 238 с.
3. Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г. и др. История океана Тетис. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1987. С. 104–115.
4. Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984, 344 с.
5. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
6. Anzidei M., Baldi P., Casula G. et al. // *Geophys. J. Intern.* 2001. V. 146. № 1. P. 98–110.
7. Buforn E., Sanz de Galdeano C., Udias A. // *Tectonophysics.* 1995. V. 248. № 3. P. 247–261.
8. Fernandes R., Ambroisius B., Noomen R. // *Bul. Roy. Observ. Astronom.* 2000. № 3. P. 69–72.
9. McClusky S., Balassanian S., Barka A. et al. // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № B3. P. 5695–5719.