

УДК 551.24(477.75)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЛОЗОВСКОЙ ЗОНЫ В ГОРНОМ КРЫМУ

В. И. Славин, С. Л. Бызова, В. Я. Добрынина

Вдоль северного склона Горного Крыма на участке от р. Бодрака в районе с. Трудолюбивки до южных пригородов Симферополя протягивается особая тектоническая зона, своеобразно развивавшаяся в позднем палеозое и мезозое. Она так или иначе выделялась почти всеми исследователями, занимавшимися геологией северного склона Крымских гор. По К. К. Фохту [24], — это Мезотаврический кряж с выходами палеозоя в свде; по М. В. Муратову [14, 15], — Курцевская антиклиналь; в виде особой зоны чешуй ее выделяли А. С. Моисеев и Г. А. Лычагин; в виде зоны глубинного разлома — Т. С. Лебедев и др. [12] и В. И. Славин [17]. О ее строении на отдельных участках писали Г. И. Сократов [21], Б. П. Бархатов [2], И. Ф. Пустовалов [16], А. И. Шалимов и др. [25—27], В. П. Казакова [8], В. Н. Шванов [28], З. А. Антощенко [1], Н. В. Короновский и В. С. Милеев [9], В. С. Заика-Новацкий и др. [7], Л. В. Дехтярева и др. [5]. Помимо

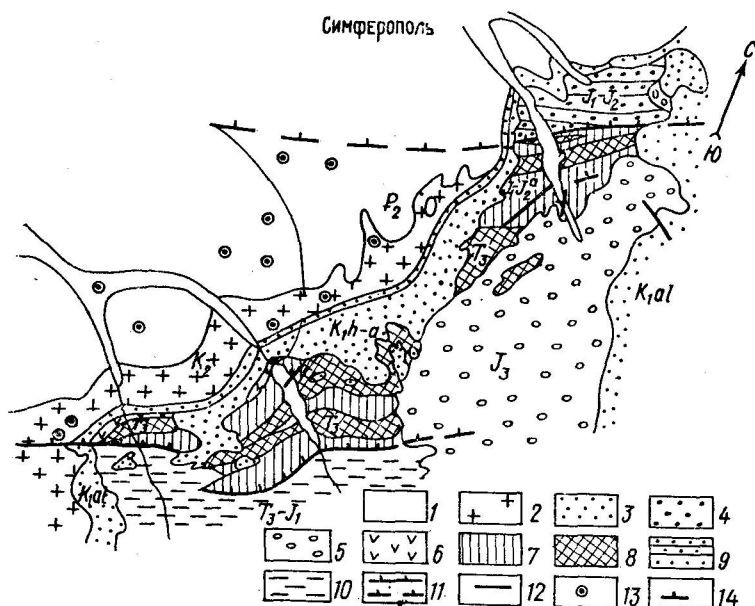


Рис. 1. Геологическая карта Лозовской зоны: 1—5 — породы послескладчатого чехла: 1 — палеоген, 2 — верхний мел, 3 — нижний мел, альбский ярус, 4 — нижний мел, готеривский, барремский и аптский ярусы, 5 — верхняя юра, титонский ярус; 6—8 — породы складчатого фундамента Лозовской зоны, в том числе: 6 — средняя юра, байосский ярус, 7 — нижняя юра и ааленский ярус средней юры, 8 — триас; 9 — складчатые породы Битакской зоны, тоар — средняя юра; 10 — складчатые породы Горнокрымской зоны, верхний триас — нижняя юра (таврическая серия); 11 — надвиги зонального значения на поверхности и под покровом чехла; 12 — мелкие разрывные нарушения; 13 — скважины, вскрывшие складчатое основание; 14 — элементы залегания

своей сложности зона привлекает геологов еще и потому, что здесь располагаются учебные полигоны Московского, Ленинградского, Львовского и Киевского университетов и ряда других вузов. Соответственно из года в год в течение уже нескольких десятилетий здесь вновь и вновь осматриваются обнажения, производятся расчистки, успешно находится фауна, строятся разные гипотезы. Однако, несмотря на такое внимание геологов, в литературе пока нет ни общей характеристики зоны, ни сводки всех имеющихся о ней данных.

Большая сложность структуры зоны и многие специфические черты допускают возможность разных трактовок ее строения. Поэтому предпринятое нами сводное описание зоны мы рассматриваем как вариант, допускающий значительные исправления по мере появления новых данных.

Поскольку во все перечисленные выше названия этой зоны вкладывался существенно иной геологический смысл, мы считаем целесообразным дать ей новое название — Лозовская. Мы понимаем Лозовскую зону как особую структурно-фациальную единицу, ограниченную долгоживущими разломами, по которым она отделяется на севере от Битакской структурно-фациальной зоны, а на юге — от Горнокрымской (рис. 1). По этим разломам наблюдается резкое изменение фаций, стиля дислокаций и проявлений магматизма. Обособление зоны и ее деформации произошли в домезозойское и раннемезозойское время, т. е. на киммерийском этапе развития. В послекиммерийское время, начиная с поздней юры, зона как особая структурная единица перестала существовать: она была причленена к соседним единицам и развивалась совместно с ними как одно целое по типу молодой подвижной платформы, хотя, возможно, и сохранила несколько большую подвижность. Эта ситуация позволяет выделять здесь два комплекса — складчатый и послескладчатый, которые будут описаны нами раздельно.

Геология складчатого комплекса

Стратиграфия

В строении складчатого комплекса Лозовской зоны участвуют образования от верхнего палеозоя до средней юры включительно. Многие из них известны только в виде глыб, переотложенных в более молодых породах. Мы рассмотрим здесь в возрастной последовательности все различия, известные в пределах зоны, а затем в специальном разделе будут охарактеризованы специфические черты литологии, отличающие эту зону от соседних.

Палеозойская группа. Палеозойские породы представлены глыбами известняков каменноугольного и пермского возраста. Наиболее древними среди них являются серые и темно-серые органогенно-водорослевые известняки с фауной фораминифер, кораллов, брахиопод и двустворок намюр-башкирского возраста [23]. Самая крупная глыба этого возраста известна на р. Бодраке, встречаются они и в бассейне р. Салгира. Пермские породы присутствуют в виде глыб органогенных, иногда брекчиевидных, известняков, местами переполненных раковинами брахиопод, фораминифер и кораллами. Наиболее крупное тело известняков слагает мыс Джан Софу на правом берегу Симферопольского водохранилища, известны глыбы пермских известняков и в бассейнах рек Бодрака и Альмы. Анализ содержащейся в них фауны свидетельствует о том, что здесь присутствуют как нижне-, так и верхнепермские породы [22, 25].

Мезозойская группа. Из мезозойских отложений в состав складчатого комплекса входят породы от среднетриасовых до среднеюрских.

Средний отдел триасовой системы. На правом склоне долины р. Бодрака встречен выход песчанистых известняков с брахиоподами анизийского яруса [4], а в карьере против сел. Лозовое на Салгире в пачке черных сильно перемятых аргиллитов с тонкими прослоями алевролитов обнаружены пелециподы и аммониты ладинского яруса. Оба выхода находятся в сложной геологической обстановке, и природа их осталась неясной (глыбы или тектонические клинья).

Верхний отдел триасовой системы. Отложения этого отдела распространены значительно шире. Среди них встречаются породы с фауной карнийского и норийского ярусов. Они слагают несколько продольных полос в пределах Лозовской зоны, но обычно недостаточно обнажены и сильно дислоцированы, поэтому последовательность разреза остается неясной, и даже видимая мощность пород может быть оценена только приблизительно — вероятно, она не превышает нескольких сотен метров.

Нижняя часть разреза представлена темными аргиллитами с конкрециями сидеритов и с пачками тонкоритмичного глинистого флиша, сходного с флишем таврической серии Горнокрымской зоны. В этих породах местами содержится богатая фауна аммонитов и двустворок [18, 27] карнийского яруса. Вышележащая часть разреза сложена глинистым или песчано-глинистым флишем. На правом склоне долины р. Салгира в районе с. Партизаны на р. Альме и в бассейне р. Бодрака среди этих отложений встречено большое количество фауны моноствисов и аммонитов норийского яруса [16, 27].

В долине р. Альмы и в ее притоках известны органогенные детритовые известняки с криноидеями, брахиоподами и двустворками поздненорийского возраста, встречающиеся в виде глыб, иногда очень крупных.

Наконец, возможно, что частично или полностью к верхам верхнего триаса относится нижняя толща сильно перемятых глинистых пород с включениями глыб верхнепалеозойских известняков, слагающая несколько полос в бассейне р. Салгира. К северу от Чабаньей горы в этой толще встречены пелециподы и аммониты верхнего триаса, которые, впрочем, могут оказаться переотложенными.

Нижний отдел и ааленский ярус среднего отдела юры. Самые нижние горизонты из датированных пород лейаса известны в правом притоке р. Бодрака у фронта южного надвига Лозовской зоны. Это зеленовато-серые мягкие песчанистые глины, в которых В. П. Казакова [8] описала аммонитов синемюра.

Фаунистически охарактеризованные верхний синемюр и плинсбах известны только в виде глыб в верхнем глыбовом горизонте. Это слоистые криноидные известняки, которые, по данным З. А. Антощенко [1], содержат брахиопод как верхнего синемюра, так и плинсбаха, причем иногда в одной глыбе, что свидетельствует о небольшой первичной мощности этих пород.

Только начиная с верхнего лейаса выделяется последовательный разрез, достаточно отчетливо прослеженный в долине р. Альмы ниже устья руч. Саблинка и в бассейне р. Салгира по левому борту Курцевской балки. В обоих случаях разрез начинается с песчаников, которые постепенно вверх заменяются глинами. На р. Альме в основании разреза верхнего лейаса, контактируя с породами триаса тектонически или трансгрессивно, залегает толща светлых, слоистых, преимущественно кварцевых так называемых «жерновых» песчаников

мощностью около 200 м. Вверх по разрезу они согласно сменяются толщей аргиллитов мощностью в 400 м. В песчаниках обнаружена флора, непосредственно выше в аргиллитах найден аммонит верхнего тоара и в верхах толщи — белемнит аалена [11].

В бассейне р. Салгира песчаная пачка содержит грубообломочные разности, и в кровле глинистой пачки присутствуют олистостром и вулканические породы. В районе с. Петропавловки породы находятся в перевернутом залегании, а не наоборот, как это ошибочно трактовалось в течение многих лет [16, 26]. Последовательный разрез начинается на склоне горы Чабаньей и состоит из следующих элементов (снизу вверх):

1. Конгломераты, полимиктовые песчаники и алевролиты, слагающие несколько нормальных ритмов. Мощность около 200 м.

2. Субфлиш — чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность 20 м.

3. Серые аргиллиты с тонкими прослоями алевролитов и с мелкими сидеритовыми конкрециями, мощностью 30 м. В них обнаружены и определены пелециподы и фораминиферы тоар — аалена [1, 20].

4. Олистостром — темно-серые аргиллиты с хаотической структурой и с включениями обломков и глыб разнообразных пород от триаса до тоарского яруса верхнего лейаса. Преобладают известняки среднего лейаса, которые образуют глыбы размером в несколько десятков метров. Мощность горизонта изменяется от нескольких метров до нескольких десятков метров.

5. Непосредственно выше в этом разрезе располагаются вулканические породы, названные В. С. Заика-Новацким и др. [7] петропавловской свитой. Они состоят из туфов и лавовых покровов основного состава, среди которых есть несколькометровые прослои аргиллитов. В одном из них нами обнаружен ааленский белемнит *Cylindroteuthis blainvillei* Volz. (опр. В. М. Нероденко) и пелециподы тоар — аалена. Максимальная видимая мощность вулканических пород (их кровля неизвестна, так как разрез обрывается тектоническим контактом) составляет более 200 м.

Байосский ярус среднего отдела юры. Эти отложения выделены в бассейне р. Бодрака под названием бодракской свиты, которая ложится несогласно на более древние породы зоны. В основании свиты местами располагается специфический горизонт глинистых брекчий, а главный ее объем составляют вулканические породы основного состава: шаровые лавы, туфы и туфобрекчии. Свита охарактеризована фауной аммонитов верхнего байоса. Ее видимая мощность не более 500 м.

Особенности литологии и условия осадконакопления

Как видно из предшествующего описания, породы, слагающие складчатый комплекс зоны, могут быть подразделены на автохтонные и аллохтонные. Однако это деление не всегда достаточно отчетливо. Безусловно, переотложены известняки верхнего палеозоя, триаса и среднего лейаса, поскольку они встречаются только в виде глыб; что же касается глинистых и песчано-глинистых разностей, то в условиях сильной дислоцированности часто остается неясным, имеем ли мы дело с включением или с вмещающей массой. Соответственно, несмотря на многочисленную фауну, возраст пород определяется часто недостаточно уверенно.

В целом все же можно утверждать, что автохтонный разрез зоны состоит из трех крупных подразделений. Нижняя толща аргиллитов и глинистого флиша, отвечающая по возрасту триасу, имеет некоторое сходство с таврической серией соседней с юга Горнокрымской зоны, но отличается от нее лучшей сохранностью фауны и меньшей мощностью, что можно объяснить краевым положением зоны в триасовое время, в то время как главный прогиб располагался южнее.

Главную специфику разреза зоны составляет средняя толща, иногда называемая эскинординской свитой. Она сложена преимущественно аргиллитами с горизонтом грубообломочных пород в середине, с многочисленными экзотическими включениями и, местами, с вулканическими породами в кровле. Для всей средней толщи характерна быстрая фациальная изменчивость пород — между существенно различными разрезами на р. Альме и у с. Петропавловки на Салгире всего около 10 км. Также характерны многочисленные признаки внутрiformационного размыва и переотложения. Помимо экзотических пород в олистостромах, на происхождении которых мы еще остановимся, в пределах толщи встречаются конгломераты и брекчии, носящие следы местного переотложения. Так, в конгломератах Чабаньей горы только мелкий материал представлен кварцем и плотными породами, принесенными издалека. Крупные гальки и валуны сложены аргиллитами, сидеритами, «жерновыми» песчаниками и зелеными туфами, происходящими из подстилающих пород триаса или из той же толщи; встречаются даже валуны полимиктовых песчаников, не отличимых по составу от цементирующей массы. Особенно любопытны разнообразные брекчии, в обилии развитые по всей площади зоны. Некоторые исследователи признают их тектоническими, однако нам представляется, что помимо тектонических брекчий здесь присутствуют и осадочные, состоящие из аргиллитов, сцементированных аргиллитами же (иногда иного цвета), из угловатых обломков песчаников в глинистой массе или даже из обломков песчаников в той же песчаной массе. Полное отсутствие структурных признаков давления делает эти породы более всего похожими на отложения современных селевых потоков и оползней. Соответственно можно предполагать, что в период отложения этих пород в пределах зоны существовал расчлененный рельеф (скорее всего подводный) с выступами пород триаса и лейаса, и эти неровности рельефа постоянно подновлялись, т. е. это было тектонически неспокойное время.

Отметим, что разновозрастные нижнеюрские образования в более южной Горнокрымской зоне представлены совершенно иным комплексом пород — нормальным глубоководным флишем верхней части таврической серии мощностью не менее 1500 м. В более северной Битакской зоне, как теперь доказано находками фауны [6, 19], ааленский ярус и частично тоарский ярус лейаса входят в состав мощной толщи битакских конгломератов.

Несколько слов о происхождении экзотических глыб. Большая часть из них представлена органогенными известняками, т. е. породами, свойственными мелководью. Мы предполагаем, что источники сноса располагались в одном или в обоих бортах зоны и представляли собой подводные кордильеры, ныне скрытые под надвигами.

Наконец, третья толща складчатого комплекса — вулканические породы верхнего байоса — также является специфичной для Лозовской зоны: в прилежащих частях соседних зон с обеих сторон аналогичные образования неизвестны.

Из приведенного выше описания видно, что в разрезе складчатого комплекса Лозовской зоны присутствуют два крупных горизонта вулканических пород спилитовой формации: нижний датируется ааленом, верхний — верхним байосом. Вся нижняя часть разреза — особенно триас и низы лейаса — пронизана множеством субвулканических интрузивных тел, часть которых можно трактовать как подводящие каналы излияний, т. е. одновозрастные с ними образования. Это иногда пластовые, иногда рвущие тела, дислоцированные совместно с вмещающими породами. Их мощность от первых сантиметров до десятков метров.

Изобилие магматических тел основного состава, являющееся спецификой этой зоны, позволяет выделять ее на картах магнитного поля, что было отчетливо показано Т. С. Лебедевым и др. [12]. Выходы нижнего (ааленского) горизонта и связанных с ним субвулканических интрузивных тел знаменуются появлением мелких аномалий сложной конфигурации. С верхним (байосским) вулканическим горизонтом и его подводящим каналом может быть связана крупная изометричная магнитная аномалия района с. Почтовое [10].

Тектоника складчатого комплекса

Лозовская зона — это линейно-вытянутая структурная единица шириной около 12 км, ограниченная с двух сторон крупными нарушениями типа долгоживущих разломов.

Северным ограничением зоны служит тектонический контакт, отделяющий породы зоны от поля развития конгломератов битакской свиты. Он прослеживается по обнажениям в долинах Бол. и Мал. Салгира, а также по данным бурения. Близ поверхности плоскость нарушения субвертикальна. Она простирается под небольшим углом к простираниям пород в обеих зонах. Время активности разлома определяется резким различием фаций лейаса — байоса, соответственно время заложения — долейасовое или раннелейасовое.

С юга Лозовскую зону ограничивает Лозовский разлом или надвиг. Он разграничивал фации на протяжении всего раннего и среднего мезозоя и особенно в ранне- и среднеюрское время. На доступном для исследования участке положение плоскости разлома у поверхности меняется от субвертикального в бассейне левых притоков Бодрака до наклонного на северо-запад под углом 40—50° в бассейне р. Альмы.

Несмотря на крутое положение обеих ограничивающих поверхностей, в современном виде их можно считать надвигами, поскольку по этим первично субвертикальным швам в эпоху складчатости произошло, по-видимому, сближение фациальных зон, расположенных в эпоху осадконакопления на большем, чем ныне, расстоянии друг от друга. Как уже говорилось, мы допускаем, что под этими надвигами с обеих сторон или только с одной стороны скрыты древние кордильеры, которые служили источниками сноса для экзотических пород в олистостромах. Широкое проявление основного магматизма в Лозовской зоне позволяет говорить о глубинности разломов, достигающих подошвы земной коры. Эта зона довольно четко выделяется по всей совокупности данных геофизических исследований, на основании чего она охарактеризована как глубинная шовная зона уже в 1963 г. [12].

Расположенная севернее Битакская зона с ее огромными мощно-

стями и субвертикальными залеганиями слоев также может считаться элементом шовной зоны — совместно с Лозовской зоной они могут быть противопоставлены более древним структурам Равнинного Крыма. Однако по всем признакам они четко разделены между собой, составляя как бы две независимые ступени одного крупного глубинного шва.

Внутреннюю структуру Лозовской зоны мы понимаем как систему крутых продольных чешуй южной vergenции, простирающихся под небольшим углом к ограничивающим зону глубинным разломам (см. рис. 1). Ширина чешуй колеблется от нескольких десятков метров до нескольких километров. Так, на р. Салгире в районе Марьино мы выделили минимум три чешуи на протяжении менее 1,5 км. Чешуи разделены разрывами — крутыми надвигами меньшего порядка. Разрывы часто сопровождаются мощными тектоническими брекчиями. Более древние и более пластичные по составу породы триаса и нижней части лейаса вместе с пронизывающими их дайками дислоцированы дополнительно в мелкие складки и чешуи, недоступные для расшифровки. Породы тоара — аалена, как содержащие менее пластичные пакеты, залегают иногда спокойнее, и в них в ряде мест наблюдаются довольно протяженные, хотя и крутые, моноклинали и полусводы, разбитые на блоки. Как уже говорилось выше, породы средней толщи несут следы многочисленных сингенетичных размывов и оползней в виде местных несогласий, брекчий и олистостромов, что свидетельствует о продолжительной подвижности. Движения происходили как в самой зоне, так и в обрамляющих ее кордильерах. Выше несогласно и существенно проще — в виде моноклинали средней крутизны — залегают породы верхнего байоса. Эта ситуация позволяет говорить минимум о двух фазах киммерийской складчатости: первая была растянута на большой срок (конец триаса — аален) и завершилась в предпозднелобосское время; вторая была послебайосской. Нам представляется, что обе фазы были обусловлены поперечным сжатием или сокращением основания.

В целом можно сказать, что общий стиль складчатости в Лозовской зоне существенно отличается от деформаций соседних зон. Так, Битакская зона на видимом участке представляет собой единую субвертикально поставленную моноклинали — результат одной фазы сжатия в послебайосское время. В Горнокрымской зоне у ее северного края развиты складки — чешуи поперечного к Лозовской зоне простирания (бассейн р. Альмы) или наблюдается крутой разворот простираний в запрокинутом крыле (бассейн р. Бодрака). Время образования этих складок также отвечает одной фазе в поздней юре.

Строение послескладчатого комплекса

Дислоцированные породы Лозовской зоны вместе с ограничивающими их тектоническими контактами резко несогласно перекрыты толгой лежащими осадками послескладчатого комплекса, состоящего из нескольких независимых звеньев. Самое нижнее звено составляет толща байраклинских конгломератов верхней юры (титон или титон — берриас). В составе галек в этих конгломератах господствуют породы, принесенные с севера, из области Равнинного Крыма, но также присутствуют некоторые породы Лозовской зоны, т. е. местные.

Выше с глубоким размывом, чаще всего прямо на смятые породы нижнего мезозоя, ложатся породы неокома (верхний готерив — нижний баррем), представленные небольшой по мощности толщей желтовато-

розоватых известняков с примесью песчаных и гравийных зерен, из известняковых конгломератов и брекчий. Породы неокома залегают местами на очень неровной поверхности, заполняя впадины домелового рельефа, иногда довольно глубокие, что хорошо видно в естественных выходах в районе школы в с. Украинке. Выше также несогласно и местами прямо на домеловых породах, выполняя крупные неровности дна, залегают глины и иногда известняки апта и альба, которые вверх по разрезу согласно сменяются карбонатными породами верхнего мела. Такие соотношения позволяют нам объяснить появление аммонитов нижнего мела в новом Петропавловском карьере [5]: они найдены в зоне контакта олистострома и подошвы вулканического тела, где аргиллиты, которым свойственна хаотическая текстура, особенно сильно разрыхлены. Естественно представить себе, что именно вдоль этого контакта разрыхленная толща была вымыта и в раннемеловом рельефе образовалась глубокая узкая ложбина, в которую впоследствии могли попасть морские осадки мела.

Верхнее звено послескладчатого комплекса начинается с нуммулитовых известняков эоцена, залегающих в районе Симферополя с значительным стратиграфическим несогласием и слагающих здесь скалистый уступ куэсты — Второй гряды Крымских гор.

Единственные деформации, которым подверглись породы послескладчатого чехла, — это пологие наклоны пластов, связанные со сводовыми поднятиями на том или ином участке, и небольшие смещения по разрывам, измеряемые метрами или, самое большое, первыми десятками метров. Однако, если проанализировать положение разрывов и соотношение наклонов разных частей послескладчатого чехла, можно убедиться в том, что наибольшая активность сводовых орогенных движений послекиммерийского времени приурочена именно к полосе, приблизительно отвечающей распространению Лозовской зоны и особенно ее Салгирскому (Симферопольскому) участку. Здесь нижний этаж чехла — байраклинские конгломераты — залегает с очень пологим наклоном на юг, средний этаж — известняки неокома — лежит горизонтально или очень полого падает на север; верхний структурный этаж, начинающийся с апта или альба, уже заметно (углы от 6 до 15°) наклонен на северо-запад. Поскольку первично последний этаж ложился горизонтально, очевидно, что к началу его накопления нижележащие этажи были наклонены на юг (рис. 2). В целом, на месте Лозовской

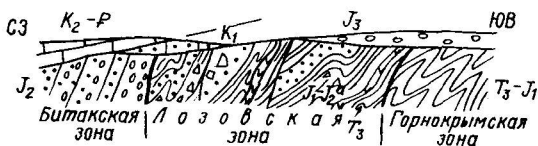


Рис. 2. Схематизированный геологический профиль через Лозовскую зону

зоны и соседней с ней с севера Битакской зоны в меловое время намечилось пологое орогенное сооружение, движения в котором возобновлялись минимум дважды: после поздней юры — перед неокомом и после баррема — перед аптом [3]. Разрывы местами подновлялись и позднее.

О продолжении Лозовской зоны под платформенным чехлом

Нам осталось рассмотреть последний вопрос, касающийся строения Лозовской зоны: о ее продолжении в обе стороны под послекиммерийским чехлом. К сожалению, прямых данных для однозначного

решения этого вопроса сейчас не имеется, и нам предстоит рассмотреть некоторые косвенные соображения.

Прежде всего для нас очевидно, что структурно-фациальная зона такого специфического строения не может быть местным образованием. Несомненно, она в том или ином виде продолжается в обе стороны не менее чем на десятки километров.

Западное продолжение зоны прослежено на небольшое расстояние в долине р. Альмы ниже устья р. Бодрака под образованиями послескладчатого чехла бурением и магнитными исследованиями. Здесь установлено широкое развитие свойственных зоне вулканических пород байоса (Почтовская магнитная аномалия). Следовательно, до этого места зона простирается так же, как это намечается и по ее выходам, т. е. без изгибов¹ (рис. 1 и 3). Можно предположить, что в таком направлении она продолжается и дальше, выходя к берегу Черного моря между устьями рек Альмы и Качи, где в мел-палеогеновом чехле выявлено несколько разрывов ши-

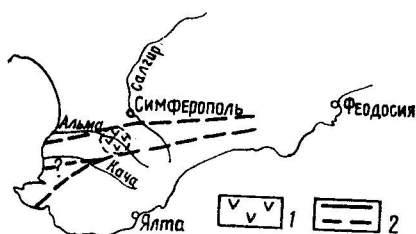


Рис. 3. Положение Лозовской зоны на Крымском полуострове: 1 — вулканические породы байоса; 2 — границы зоны, прослеженные и предполагаемые

ротного простиранья. Возможно, однако и другое предположение: не исключено, что в самой западной части Горного Крыма зона испытывает поворот к югу и продолжается на Гераклийском п-ове, где вулканические породы выходят в береговых обрывах мыса Фиолент, а также вскрыты группой скважин под мел-неогеновым платформенным чехлом. В пользу такого сопоставления вулканических образований высказывались многие исследователи, и в частности такой знаток магматических пород Крыма, как В. И. Лебединский [13]. Надо заметить, что по данным магнитных исследований прямой связи между этим двумя областями распространения порфиритов байоса нет: обусловленные ими аномалии ограничены по площади и не соединяются. Это, однако, никак не исключает непрерывную протяженность Лозовской зоны, которая на промежуточном участке может быть сложена добайосскими невулканическими образованиями. Этот вопрос может быть решен только бурением.

О восточном продолжении зоны известно еще меньше. Можно только упомянуть о том, что по данным электропрофилирования на прямом восточном продолжении северного ограничения зоны на несколько десятков километров от Салгирского пересечения прослеживается крупное нарушение, затрагивающее основание послекиммерийского чехла и складчатый комплекс. По геофизическим данным Т. С. Лебедев и др. [12] предполагали, что эта зона протягивается к Планерскому или к Феодосии. Кроме того, есть основание трассировать зону на восток по выступам раннемелового рельефа — через северный борт Молбайской впадины к южному склону горы Агармыш

¹ Подчеркиваем, что это намечившееся по фактическим данным западно-юго-западное простиранье зоны не соответствует юго-западному простиранью западно-крымских куэст и той хорошо видимой на космических снимках линии, которой сейчас принято ограничивать мегантиклинорий и которая протягивается по понижению рельефа между II и III грядами. Здесь молодые — неотектонические — простиранья наложены на древние (киммерийские) явно несогласно.

(Старый Крым). Если в Симферопольском районе связь между простираемостью зоны и образованием орогенного послекиммерийского сооружения не случайна, то эту закономерность можно распространить и на восток. Этим косвенные данные о восточном продолжении зоны и ограничиваются.

Выводы

Итак, Лозовская зона, прослеживаемая на северном склоне Горного Крыма, — это узкая, протяженная структурно-фациальная единица, четко отличающаяся от смежных единиц и по фациям, и по стилю деформаций, и по условиям магматизма.

Зона ограничена с обеих сторон долгоживущими разломами. Развитие основного магматизма в пределах зоны указывает на ее возможную связь с крупным нарушением земной коры, достигающим мантии, т. е. глубинным разломом. Эта связь позволяет относить Лозовскую зону к числу шовных зон.

Время заложения зоны — раннемезозойское или, более вероятно, домезозойское. Присутствие среди включений в юрских олистостромах кордильерных фаций карбона и перми позволяет предполагать, что уже в это время была заложена основная структура зоны в виде распределения прогибов и кордильер. Первые движения в пределах зоны произошли на границе триаса и юры (смена фаций) и затем продолжались в течение ранней и средней юры (образования олистостромов, несогласия). Основная, завершающая складчатость падает на промежуток времени между байосом и титонем; по аналогии с более южными районами Горного Крыма это скорее всего начало поздней юры.

После завершающей складчатости зона была причленена к платформе и складчатых деформаций больше не испытывала. В раннемеловое время здесь происходили движения орогенного типа — воздымание пологого вала, неоднократно подновлявшееся; оно сопровождалось небольшими расколами как в меловое, так и в послемеловое время, однако большая часть киммерийских разрывов в послекиммерийское время не обновлялась.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антощенко З. А. Раннеюрские теребратулиды Горного Крыма. Автореф. канд. дис. М., 1970, 30 с.
2. Бархатов Б. П. О соотношении между таврической и эскиординской свитами Горного Крыма. — Вестн. Ленингр. ун-та, 1965, № 7, с. 123—136.
3. Бызова С. Л. Существовало ли поднятие на месте Горного Крыма в раннем мелу? — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 1, с. 41—51.
4. Дагис А. С., Шванов В. Н. Об открытии среднего триаса в таврической свите Крыма. — ДАН СССР, 1965, т. 164, № 1, с. 161—163.
5. Дехтярева Л. В., Нероденко В. М., Комарова О. В., Михайлова И. А. О природе горизонта глыбовых известняков в окрестностях г. Симферополя. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 3, с. 64—67.
6. Довгаль Ю. М., Парышев А. В. К проблеме битакской свиты. — Геол. журн., 1979, т. 39, № 4, с. 127—131.
7. Заика-Новацкий В. С., Гук В. И., Нероденко В. М., Соколов И. П. Геологічна будова Кримського передгір'я у межах Альма-Салгирського межиріччя. Київ, 1976, 85 с.
8. Казакова В. П. К стратиграфии нижнеюрских отложений бассейна р. Бодрак (Крым). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962, т. 37, вып. 4, с. 36—51.
9. Короновский Н. В., Милеев В. С. О соотношении отложений таврической серии и эскиординской свиты в долине р. Бодрак (Горный Крым). — Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1974, № 1, с. 80—87.
10. Котляр А. И. Некоторые особенности глубинной тектоники Крыма. — Геол. журн., 1979, т. 39, № 3, с. 105—110.
11. Крымгольц Г. Я., Шалимов А. И. Новые данные по стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений бассейна р. Альма. — Вестн. Ленингр. ун-та, 1961, № 6, с. 73—82.
12. Лебедев Т. С., Собокаръ Г. Т., Оровецкий Ю. П., Болюбах К. А.

Тектоника центральной части северного склона Крымских гор и опыт ее изучения (Салгирская площадь). Киев, 1963, 87 с. 13. Лебединский В. И., Макаров Н. Н. Вулканизм Горного Крыма. Киев, 1962, 208 с. 14. Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., 1960, 207 с. 15. Муратов М. В. Геология Крымского полуострова.— В кн.: Руководство по геол. практике в Крыму. М., 1973, 191 с. 16. Пустовалов И. Ф. О проявлении верхнетриасового эффузивного магматизма в Крыму.— В кн.: Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 11. Л., 1959, с. 97—104. 17. Славин В. И. Горный Крым.— В кн.: Геофиз. исслед. и тектоника юга европейской части СССР. Киев, 1969, 276 с. 18. Славин В. И. Триас-лейасовые отложения в западной части пояса киммерийских геосинклинальных прогибов.— В кн.: Мат-лы XI конгр. КБГА, стратиграфия, 1980, с. 181—193. Славин В. И., Чернов В. Г. Геологическое строение битакской свиты (тоар—средняя юра) в Крыму.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1981, № 7, с. 24—34. 20. Снегирева О. В. Средняя юра.— В кн.: Геология СССР, т. 8. М., 1969, с. 99—114. 21. Сократов Г. И. О пермских отложениях в Крыму и их месте в геологической структуре Крыма.— ДАН СССР, 1950, т. 71, № 4, с. 133—136. 22. Туманская О. Г. К стратиграфии пермских отложений Крыма.— ДАН СССР, т. 32, № 4, 1941, с. 259—262. 23. Туманская О. Г. О нижнекаменноугольных отложениях Крыма.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 2, с. 151—152. 24. Фохт К. К. О древнейших осадочных образованиях Крыма.— Тр. СП о-ва естеств., 1901, т. 32, вып. 1, с. 302. 25. Шалимов А. И., Миклухо-Маклай А. Д. Стратиграфическое положение глыб пермских известняков в бассейне р. Альмы.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1960, № 9, с. 27—32. 26. Шалимов А. И. Юрская система, нижний отдел.— В кн.: Геология СССР, т. 8. М., 1969, с. 89—99. 27. Шалимов А. И., Славин В. И. Крымско-Кавказская геосинклиналь; Крым.— В кн.: Стратиграфия СССР, триасовая система. М., 1973, с. 343—356. 28. Шванов В. Н. Литостратиграфия и структура таврической свиты в бассейне р. Бодрак в Крыму.— Вести. Ленингр. ун-та, № 6. Сер. геол. и геогр., 1966, вып. 1, с. 153—156.

Московский государственный
университет

Поступила в редакцию
22.12.81

БЮЛ. МОСК. О-ВА ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ. ОТД. ГЕОЛ., 1983, Т. 58, ВЫП. 1

УДК 523.42

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ХАРАКТЕР ЛИНЕЙНЫХ СТРУКТУР ВЕНЕРЫ

А. М. Никишин, Г. А. Бурба

Познание геологической структуры Венеры позволит, по-видимому, ответить на многие важнейшие вопросы геотектоники, так как Венера по своим характеристикам наиболее близка к Земле: ее радиус равен 0,96, а масса — 0,814 от земных значений, средняя плотность — 5,51 г/см³; предполагается, что и ее внутреннее строение подобно Земле.

В последние годы впервые получены представления о глобальном рельефе и типе поверхности планеты¹: имеется гипсометрическая карта Венеры с плановым разрешением около 200 км и изогипсами рельефа, проведенными через 0,5 км [3, 5], однако данные о гипсометрии пока схематичны, и мы не можем судить о детальном характере расчлененности рельефа крупных морфоструктур; есть также радиолокационные снимки поверхности планеты с очень низким разрешением, сведения о шероховатости рельефа в сантиметровых и метровых диапазонах радиоволн и панорама поверхности Венеры, полученные со спускаемых аппаратов [2]. Геологическая интерпретация данных о Венере в настоящее время более гипотетична, чем о других планетах

¹ Основные данные о Венере, полученные американскими исследователями по результату работы КА «Пионер-Венера», приведены в специальном выпуске журнала (J. geophys. Res., 1980, vol. 85, p. 8232—8302).