

УДК 551.24(477)

## БАЙКАЛИДЫ КРЫМА

Л. Г. Плахотный

Байкальскому тектоническому комплексу соответствуют отложения верхнего рифея—венда и нижнего кембрия. В Крыму они установлены скважинами в районе с. Нижнегорского и устья р. Салгира на глубинах 2745 и 2816 м. Вскрытая мощность их 430 м. Нижняя, большая часть разреза скв. Нижнегорской-6 представлена, по данным А. А. Савицкой [35], массивно-сланцеватыми метаморфизованными вулканогенными и вулканогенно-обломочными породами основного состава (актинолитовыми и актинолито-эпидотовыми сланцами), а верхняя, мощностью 25 м, тонкосланцеватыми полосчатыми метаморфизованными глинисто-карбонатными породами (альбито-хлоритовыми, кварцево-хлоритовыми, мусковито-альбито-хлоритовыми сланцами, мраморизованными известняками). Для пород нижнегорской зеленосланцевой серии характерна высокая плотность (до  $3,0 \text{ г/см}^3$ ), свойственная обычно «базальтовому» слою земной коры. Эти образования являются, вероятно, стратиграфическими аналогами докембрийского зеленосланцевого комплекса хассаутской серии Северного Кавказа, сложенного метатUFFитами и серицит-хлоритовыми сланцами [3], а также зеленосланцевых толщ Добруджи, которые на основании определений абсолютного возраста (520—590 млн лет) сейчас относятся к венду — нижнему кембрию. Крупные глыбы и валуны зеленых сланцев размером от 1—2 до 5—8 м в длину встречаются среди неокомских конгломератов южнее и юго-восточнее г. Белогорска. По составу это хлорито-серицитовые, серицито-эпидотовые и кварцево-серицитовые сланцы [27]. Впервые обнаруживший эти породы А. Е. Лагорио [20] считал, что они указывают на геологические связи Крыма с Кавказом и Добруджей. Это мнение разделял также П. А. Двойченко [13], относивший зеленые сланцы к альгонку или к силуру.

По поверхности зеленых сланцев в восточной части Крыма выделяется поднятие, соответствующее бывшему байкальскому горному сооружению. Оно было выделено Г. Х. Дикенштейном [14] по данным гравиметрии (Новоцарицынский выступ), а затем подтверждено сейсморазведкой и бурением. Ось поднятия протягивается от г. Белогорска через с. Садовое (Новоцарицыно) и устье р. Салгир в Азовское море, где ему соответствует Западно-Азовский гравитационный максимум. В полосе приподнятого залегания байкальского фундамента зеленые сланцы образуют цепочку выходов под меловыми отложениями среди триасово-юрских образований. Приосевая часть байкальского складчатого сооружения представляет собой Белогорско-Азовский горст-антиклинорий шириной 15—20 км, ограниченный разломами амплитудой до 1 км, установленными профилями КМПВ на Арабатской стрелке и севернее скв. Нижнегорской-6. Склоны складчатого сооружения перекрыты верхнепалеозойскими и триасово-юрскими отложениями [1]. Некоторые исследователи траассируют наиболее приподнятую зону байкалит от устья р. Салгира в район с. Зуи, а не Белогорска, так как предполагалось, что вскрытые на Симферопольском поднятии зеленые сланцы относятся к верхнему докембрию — нижнему палеозою [5, 27, 28, 30, 36, 45] и залегают здесь на небольших глубинах

(215—275 м). На этом основании М. В. Муратов [28] считал, что выделенный им Среднекрымский срединный массив протягивается вдоль западных предгорий в южную часть Альминской впадины. Примерно так же представляли себе структурный план поверхности байкальского фундамента В. И. Шевченко и И. А. Резанов [53, 54], которые предполагали, что в Горном Крыму байкальский комплекс отсутствует, а ось байкальского складчатого сооружения расположена севернее от него. Однако новыми данными бурения установлено, что зеленосланцевая толща Симферопольского поднятия не древнее нижнего карбона. Она залегает на черносланцевой толще, которая связана с ней постепенным переходом, и по находкам отпечатков флоры и стеблей криноидей относится к девону — нижнему карбону [30]. Следовательно, зеленые сланцы Симферопольского поднятия и Новоцарицынского выступа разновозрастные, как и толщи зеленых сланцев Кавказа, встречающиеся как в верхнем докембрии, так и в среднем палеозое.

На восточном продолжении Белогорско-Азовского антиклинория расположены погребенный Динский вал в Западном Предкавказье и Карачаево-Черкесский байкальский горст-антиклинорий Северного Кавказа. В районе г. Белогорска и с. Богатого байкальский фундамент залегает на глубине менее 1 км. Здесь по данным гравirazведки и электроразведки по рельефу поверхности фундамента выделяется Белогорский структурный выступ. Его южный приподнятый край, обретающий Предгорным глубинным разломом, служил источником поступления в раннемеловой бассейн экзотических глыб зеленых сланцев. К. К. Фохт [48] считал эти глыбы останцами разрушенного древнего кряжа мезотаврических гор, который существовал, по его мнению, здесь еще в раннемеловое время. Он, как и Д. В. Соколов, а также П. А. Двойченко, принимал некоторые наиболее крупные глыбы зеленых сланцев в районе сел Грушевки и Еленовки за коренные. Однако последующими исследованиями был доказан вторичный характер их залегания.

Еще П. С. Паллас [31] обратил внимание на то, что в Горном Крыму, в отличие от других альпийских сооружений, отсутствует древнее, обычно гранитизированное кристаллическое ядро, которое, по его мнению, опустилось в Черное море. Это представление разделяли многие исследователи. Новые геолого-геофизические данные позволяют сделать вывод, что древний цоколь Крымских гор расположен не под дном Черного моря, а под наиболее возвышенной частью Горного Крыма на продолжении Белогорско-Азовского горст-антиклинория. Он нигде не выходит на дневную поверхность, так как опущен по крупным разломам, ограничивающим Таврический киммерийский прогиб — глыбокий грабен, и залегает под мощными толщами верхнепалеозойских и триасово-юрских отложений, сохраняя форму антиклинального поднятия. Поднятие байкальского фундамента установлено под Горным Крымом южнее г. Белогорска профилем ГСЗ I—II—XVII Ново-Алексеевка — Белогорск — Приветное [38], а также западнее по данным магниторазведки [18] и профилем ГСЗ VI Скадовск — Саки — Алушта [41], на котором видно воздымание поверхности байкальского фундамента с 10 км в районе г. Саки до 7—8 км под Качинским поднятием. В самой юго-западной части Крыма, на Гераклеюмском п-ове, под отложениями альба вскрыты на небольших глубинах (42 и 134 м) верхнепалеозойские гранит-порфиры абсолютного возраста 325 млн лет [15]. Возможно, что они внедрены в резко приподнятый по Георгиевскому разлому блок байкальского фундамента. О неглубоком залегании фундамента на Гераклеюмском п-ове косвенно свидетельствуют, по

данным С. В. Пивоварова, находки крупных ксенолитов мигматитовых кварцитов среди вулканогенных пород средней юры, максимальная мощность которых по данным магниторазведки 500—600 м.

Таким образом, Таврический киммерийский грабен наложен западной частью (между Белогорским и Гераклеийским п-овом) на присводовую часть байкальского складчатого сооружения, которое находит прямое отражение в гравитационном поле. Интенсивный гравитационный максимум, приуроченный к западной части Горного Крыма, является продолжением Новоцарицынского максимума силы тяжести [9, 10], связанного с приосевой зоной байкальского антиклинория, и имеет, очевидно, одинаковую с ним геологическую природу. Их единство маскируется Новоселовским гравитационным максимумом северо-западного простирания, приуроченным к Зуйско-Новоселовскому герцинскому антиклинорию [19]. Новоцарицынский максимум примыкает к Новоселовскому под тупым углом, как бы появляясь из-под него, что обусловлено выходом на этом участке байкальского поднятия из-под наложенного на его среднюю часть мощного герцинского складчатого комплекса. Западнее Горного Крыма отражением байкальского антиклинория является Херсонесский гравитационный максимум в Черном море [24].

О строении байкальского тектонического этажа можно судить по профилям ГЗС III и I—II—XVII и по остаточному гравитационному полю. На профиле ГЗС II Джанкой — Феодосия [37, 40], пересекающем вкрест простирания Новоцарицынский гравитационный максимум, отмечается антиклинальное поднятие по преломляющему горизонту II, приуроченному в осевой части его к поверхности байкальского фундамента, а на погружениях переходящему на поверхность триасовых отложений. В пределах северного участка профиля прослеживается преломляющий сейсмический горизонт с граничной скоростью 7,2 км/с, относимый к подошве байкальского структурного комплекса [37, 40], а выше его, по данным Т. А. Гончаровой, прослеживается отражающий горизонт, приуроченный к поверхности байкальского комплекса. В районе г. Джанкоя эти границы сходятся, и отражающий горизонт переходит севернее на поверхность добайкальского фундамента. В южном направлении кровля байкальского комплекса пород воздымается и залегает на наименьших глубинах (около 3 км) в центре Новоцарицынского максимума, а подошва его погружается от 12 км в районе г. Джанкоя до 15 км на участке гравитационного максимума, где преломляющий горизонт обрывается [40]. В пределах Новоцарицынской аномалии отмечаются максимальные мощности отложений байкальского структурного комплекса (около 10 км), которые уменьшаются до 1 км к северо-западу (вблизи г. Джанкоя) и к юго-востоку (профиль ГЗС V).

На профиле ГЗС I—II—XVII прослеживаются сейсмические границы, приуроченные к кровле байкальского комплекса и к его подошве, с граничными скоростями 6,4—6,6 км/с [9, 37, 38]. Поверхность байкальского комплекса воздымается к югу, в сторону г. Белогорска, а подошва его погружается от 12 км южнее г. Джанкоя до 16 км севернее г. Белогорска. Южнее фиксируется крупное нарушение земной коры, отождествляемое с субширотным Предгорным разломом [37, 38]. Далее к югу подошва байкальского комплекса опускается под Горный Крым на глубину до 20 км [9], а поверхность его залегает здесь на глубинах 8—9 км [38, 39], образуя антиклинальный перегиб. Мощность байкальского структурного комплекса увеличивается в южном направлении и достигает максимальной величины под Горным

Крымом (более 10 км). Следовательно, приосевой зоне байкалид соответствуют максимальные мощности байкальского комплекса пород (рисунок).

В районе Новоцарицынского гравитационного максимума на профиле ГСЗ III выделяются два разлома, совпадающие с краями аномалии [40]. Боковые поверхности их уходят на большую глубину и фиксируются многочисленными точками дифракции. Эти глубинные

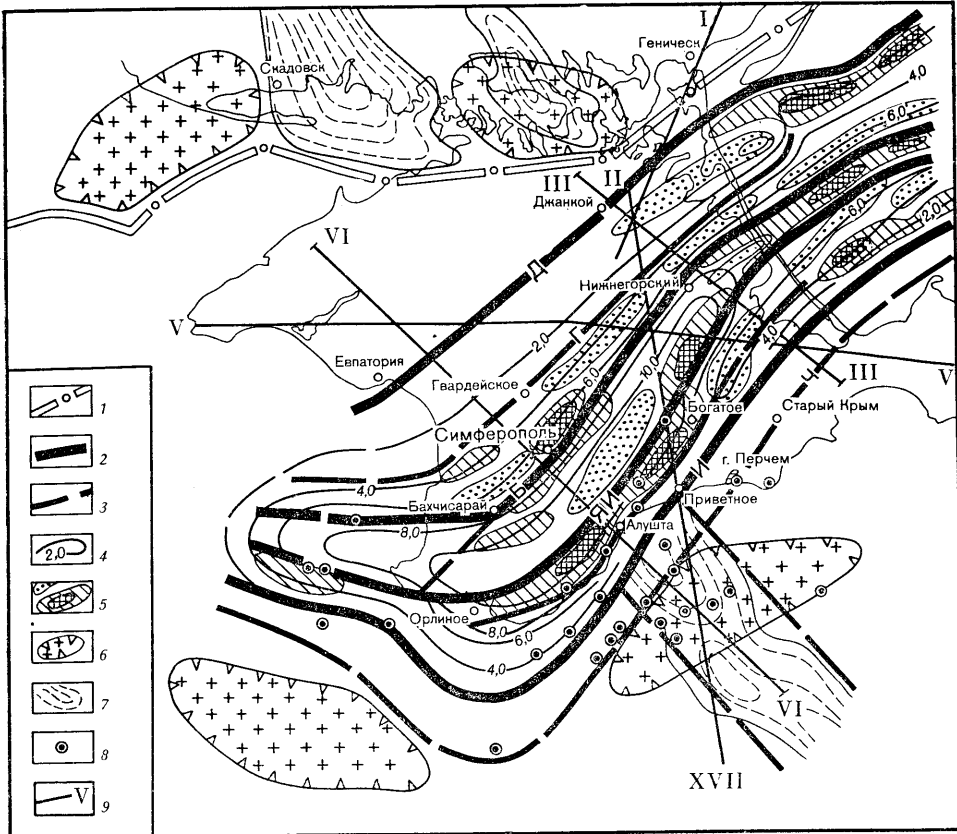


Схема строения байкальского тектонического комплекса: 1 — северная граница области предполагаемой дальсландской складчатости; 2 — основные разломы в байкальском тектоническом комплексе: Д — Джанкойский, Б — Бахчисарайский, ЯИ — Яйлинский, И — Индольский; 3 — разломы (и флексуры): Г — Гвардейский, Ч — Чурук-Сунский; 4 — изопахиты отложений байкальского тектонического комплекса; 5 — положительные и отрицательные остаточные аномалии силы тяжести, связанные с байкальскими складчатыми структурами (по В. Е. Бураковскому, А. И. Котляру, Т. Г. Комаровой); 6 — крупные гравитационные минимумы, предположительно приуроченные к магматическим плутонам; 7 — интенсивные магнитные максимумы, связанные с протерозойскими структурами; 8 — эпицентры сильных землетрясений магнитудой >4; 9 — профили ГСЗ

разломы являются границами внутренней зоны байкальской геосинклинали. В ее пределах в основании байкальского комплекса на глубине 15—20 км установлено высокоскоростное и высокоплотное тело [9, 10], представленное, вероятно, магматическими породами основного и ультраосновного состава, ниже которого разрез представлен ко-

романтичной смеси [9], характерной для структуры рифтового типа [42]. Литые магматические породы создают в зоне аномалии основ-ной гравитационный эффект [9, 40, 50].

Продолжением разломов, ограничивающих внутреннюю зону байкалд в районе Новопаричинской аномалии, являются западный отрезок Предгорного глубинного разлома, выделенного в тектонической зоне между I и II предгорными грядами [21, 22], и Главный Яйгинский разлом, простирающийся из района с Чернополе (восточнее Белорска) через хр. Караби-Яйла в пределы Юго-Западного синклиналя. С зонами обих глубинных разломов в Горном Крыму связаны проявления триасово-юрского магматизма [23], обусловленного мезозойской активизацией нарушений [22, 23, 44, 45]. К Главному Яйгинскому глубинному разлому приурочен интенсивный пологосовой магнитный максимум [18], с которым связывается наличие в байкальском фундаменте магматических пород ультраосновного состава. Эта аномалия длиной 60 км и шириной 15 км, простирается совпадающая с Юго-Западным синклинорием, соответствует, по-видимому, крупному массиву гипербазитов и габброидов в теле байкальского фундамента и занимает такое же тектоническое положение, как и массивы ультраосновных пород в пределах Караяево-Черкесского байкальского горст-антиклинория на Северном Кавказе. О существовании древнего плутона шлоночно-ультраосновных пород в Горном Крыму и его размытие в среднепалеозойское время свидетельствует, по мнению В. И. Иванова, наличие тальково-хлоритовых сланцев в отложениях нижнего карбона на Симферопольском поднятии.

Ассоциация гипербазитов, габброидов и вулканогенных пород осадочного состава представляет собой типичный разрез эвгеосинклиналей и нижних частей их формационного ряда [32]. Поэтому есть основания считать внутреннюю зону байкальской геосинклинали в пределах Горного Крыма эвгеосинклинальной. Главное Яйгинское нарушение является, вероятно, подновленным разломом, образовавшимся на месте зарубованного шва. Заглатываемое в основании байкальского оphiолитового шва. Заглатываемое в основании байкальского комплекса мощное магматическое тело [9] связано, вероятно, с начальной рифтовой стадией заложения геосинклинали, сопровождавшейся расщеплением и разрывом континентальной коры с излиянием больших масс базальтовой мажы. Массив же ультраосновных пород, ассоциирующийся с габброидами и основными вулканитами, присутствующими в чехме (придаомном) частям начального рифта [49]. Внутренней эвгеосинклинальной зоне байкальского тектонического комплекса соответствует положительное магнитное поле [18]. Восточнее с. Нижнегорского и в пределах Азовского моря присоевая зона байкальского антиклинория отражается в магнитном поле линейным отрицательным минимумом [47]. Это изменение магнитного поля по простиранию байкальского антиклинория обусловлено, вероятно, латеральным изменением вещественного состава пород вдоль оси геосинклинального профиля, уменьшением в нем содержания магматических пород основного состава, что подтверждает разрез эвгеосинклинального комплекса в устье р. Салгира. Поэтому можно полагать, что внутренняя зона байкальского профиля была эвгеосинклинальной только в пределах участка наибольшего растяжения континентальной коры и связанного с ним магматизма, проявившегося в основном в области Горного Крыма и Новопаричинской аномалии. Западные Крымга байкальский профили ограничивались, по-видимому, поперечным выступом нижнепалеозойских пород, который отражается в магнитном поле в виде ин-

тенсивного максимума и расположен на продолжении Одесско-Ядловской раннепротерозойской складчатой зоны [41]. Этот выступ служил, вероятно, перемычкой между Добруджинской и Крымской частями байкальского прогиба.

Таким образом, выводы В. Б. Бурьянова и Н. И. Павленковой [9] о существовании в верхней части земной коры Крымских гор мощного тела высокоплотных и высокоскоростных пород, обуславливающих наличие интенсивного гравитационного максимума, имеют под собой геологическую основу. Выделенное ими тело соответствует комплексу интрузивных и осадочно-вулканогенных пород внутренней эвгеосинклинальной зоны байкальского геосинклинального прогиба. Физические свойства пород байкальского тектонического комплекса (плотность, граничные и пластовые скорости) в пределах эвгеосинклинальной зоны близки к параметрам «базальтового» слоя, что послужило причиной для выводов о сильном утонении «гранитного» слоя и неглубоком (6—8 км) залегании «базальтового» слоя в пределах Горного Крыма [2, 38], а также о вероятном отсутствии под ним байкальского комплекса пород [52].

Внутренняя зона байкальской геосинклинали окаймлялась с двух сторон внешними зонами, соответствующими бортовым частям прогиба. Северная граница байкальского прогиба проходила по Главному Азовскому разлому [5, 30], западное продолжение которого установлено на Арабатской стрелке и в районе Джанкоя, где амплитуда его затухает. Параллельно ему протягивается крупное нарушение, установленное несколько южнее профилями ГСЗ [37]. Западнее Джанкоя положение этой границы не ясно, так как байкальский тектонический комплекс перекрывается здесь мощным герцинским складчатым комплексом, структурный план которого характеризуется северо-западной зональностью. Судя по материалам аэрокосмодетифицирования (интерпретация А. А. Пасынкова) и особенностям геофизических полей [18], она протягивается в район г. Евпатории или проходит несколько севернее.

По данным профилей ГСЗ, южнее г. Джанкоя намечается северная краевая зона байкальского прогиба с небольшими мощностями отложений, постепенно увеличивающимися к внешней части прогиба. Граница между внешней и краевой зонами проходит через район с. Гвардейского вдоль среднего течения р. Салгира в направлении с. Валок на Арабатской стрелке. Ей соответствуют полоса малоамплитудных разрывов в осадочном чехле, гравитационная ступень в поле силы тяжести [12] и увеличение градиента нарастания мощностей байкальского комплекса, хорошо видимое на профиле ГСЗ II [37, 38]. Здесь, вероятно, происходит смена субплатформенных формаций краевой части прогиба собственно геосинклинальными. Восточнее Арабатской стрелки краевая зона прогиба, по-видимому, редуцируется, и внешняя ее зона подходит к Главному Азовскому разлому.

Многими исследователями северная граница байкалид проводится по глубинному разлому, трассирующемуся по линии Болград — оз. Сасык — Раздольное — Стрелковое [8, 26, 42, 45, 50], который рассматривается в качестве южной границы Восточно-Европейской платформы. Вдоль этой линии меняется характер геофизических полей. Пробуренными на Бакальской косе и на поднятии Голицына скважинами вскрыты кристаллические сланцы кварц-мусковитового, хлорит-мусковитового и гранат-альбитового состава. Они слагают полосу поднятий фундамента, к которой приурочена Кагульско-Бакальская зона гравитационных максимумов, сопряженная с Пандаклийско-Сивашской

полосой гравитационных минимумов. Поскольку на Суворовской стадии установлены платформенные отложения венда, возраст кристаллических сланцев на косе Вакал и на поднятии Голицына, очевидно, ловендский. А. Я. Дубинский [17] сравнивает их с рифейскими мезозональными сланцами Добруджи, образующими самостоятельный, локальный, как уже отметил Ю. М. Довгаль [16], структурный комплекс. Возможно, что Килийско-Бакальская субширотная зона гравитационных максимумов связана с полосой дальсландской складчатости (800—900 млн лет), протягивающейся севернее Байкал. Косвенным подтверждением этому является абсолютный возраст гранитовнейсов и слюдястых сланцев (900 млн лет), а также порывающих их интрузивных магматических пород — гранитов и кварцевых диоритов (810 млн лет), вскрытых Складовской параметрической сваживной подтошней аркозовых пещаников, выполняющих узкий грабен. Эти цифры отражают, очевидно, время внедрения магматических образований в доверхнепротерозойский фундамент в связи с проявлением южнее дальсландского тектонеза, а также время контактного (наложенного) метаморфизма дорифейских пород. Магматические породы, вероятно, такого же возраста были вскрыты несколько восточнее св. Тендровской-19. Они представляют биотит-роговообманковыми гранитами, диоритами и габродиазами. О размыве гранитного массива больших размеров свидетельствует мощная (более 400 м) толща аркозовых песчаной, установленная под отложениями мела Складовской параметрической сваживной. Поэтому есть основания предполагать, что Каркинитский гравитационный минимум обусловлен наличием в краевой части Восточно-Европейской платформенной складчатости, что подтверждается количеством расчетами, выполненными С. С. Скотаренко. Образование его было связано с рифейскими (лобайкальскими) тектоническими движениями. Такую же геологическую природу имеет, очевидно, и Сивашский гравитационный минимум. Формирование этого магматического плутона продолжалось в байкальскую и киммерийскую тектонические эпохи, о чем свидетельствует абсолютный возраст гранитов, вскрытых сваживными Аверьяновской-9 (600—620 млн лет) и Балашовской-5 (161 ± 10 млн лет).

С юга байкальский геосинклинальный прогиб ограничивался Индольским глубинным разломом, установленным профилями КМТВ и ГСЗ севернее Керченского п-ова и в районе с. Шубино [5, 37]. В Горном Крыму нарушение имеет характер крупного шарнирного сброса [33]. Юго-западным его продолжением является, вероятно, разлом, установленный в районе с. Приветного [39]. Здесь на профиле ГСЗ Севастополя — Керчь отмечается резкое изменение строения земной коры, которое находит отражение также в магнитном поле: пологий, тепльное поле западной части Горного Крыма, связанное с эвгеосинклинальным байкальским комплексом пород, сменяется крупными отщипательным минимумом восточной части Горного Крыма, в основании которой лежит мощный герпинский складчатый комплекс. Фрагментом регионального Индольского нарушения земной коры является, по-видимому, и глубинный разлом, выделяемый южнее Алушты вдоль материковой отдели [2, 11, 21]. Он представляет собой крупный сброс, по которому опущена поверхность фундамента под юго-западной частью Таврического киммерийского грабена [2]. По Индольскому глубинному разлому происходит торцевое сочленение Байкал с глубинно-ридональным нижнепротерозойским синклиноризом (рифтом) Черно-морского дорифейского континентального массива, отражающимся в

магнитном поле в виде интенсивного Алуштинско-Батумского максимума. На пограничное положение полосы континентального склона между разнородными тектоническими блоками земной коры указывал Г. П. Горшков [11], выделивший здесь очаговую зону землетрясений и высказавший предположение, что южнее этой полосы расположена инертная глыба фундамента, в пределах которой эпицентры землетрясений имеют меньшие (до 20 км) глубины по сравнению с очагами, расположенными севернее (до 30—40 км).

По внутреннему строению Черноморский континентальный массив аналогичен Украинскому щиту, но глубоко погребен под мощными толщами осадочных пород, выполняющих Черноморскую впадину, и переработан процессами базификации [4, 7, 46]. Западным продолжением его на суше является Мизийский массив карельского фундамента. Юго-восточнее Индольского глубинного разлома параллельно ему протягивается другое крупное нарушение байкальского заложения, выделяющееся на профиле ГСЗ у южного окончания Арабатской стрелки, а также на профиле ГСЗ VI южнее Алушты [41]. Оно протягивается из южной части Азовского моря вдоль долины р. Чурук-Су, продолжаясь, по-видимому, через район Старого Крыма и горы Перчем вблизи Судака в пределы Черного моря. К участку континентального склона, расположенному южнее Алушты между Индольским и Чурук-Сунским разломами, приурочен максимум плотности сейсмических дислокаций [55]. Эта подвижная зона сочленения байкальского и карельского фундаментов разделяет области с разной глубиной очагов сейсмической активности [11]. Возможно, что между Чурук-Сунским и Индольским разломами располагалась южная краевая зона байкальского прогиба. С таким предположением согласуется наличие обломков зеленых сланцев в районе Старого Крыма [27].

В связи с изложенным вариантом реконструкции байкальского палеотектонического плана возникает вопрос о природе рифейских гранитов, встречающихся в обломочном материале верхнеюрских конгломератов гор Демерджи, Чатырдаг, Туклук-Сырт и мыса Меганом, абсолютный возраст которых составляет 848—1100 млн лет [56]. Наличие этих гранитов обычно объяснялось существованием южнее Крыма складчатой области ранних байкалитид [5, 25, 50, 51, 53], к которой относилось, в частности, поднятие Андрусова, рассматривавшееся как возможный источник сноса гранитов [51]. Однако субмеридиональное простираие этого поднятия, смежное расположение его с Алуштинско-Батумским магнитным максимумом, приуроченным к южному продолжению Криворожско-Кременчугского раннепротерозойского рифта [39, 48], а также находки в верхнеюрских конгломератах обломков ниже-среднепротерозойских гнейсов [52] дают основание считать, что гранитный слой Г<sub>2</sub>, по поверхности которого выявлено поднятие Андрусова [29], является небазифицированным останцом карельского фундамента, лежащего в основании Черноморской впадины. Следовательно, южнее Крыма рифейской геосинклинали не существовало, а граниты рифейского возраста связаны с массивом архей-нижнепротерозойских пород, который в позднеюрское время был приподнят и служил источником сноса. Большой ареал распространения обломков рифейских гранитов в Горном Крыму, а также наличие в области сноса мощных толщ аркозовых песчаников [52], образующихся обычно за счет размыва крупных гранитогнейсовых массивов, дают основание предполагать, что материнский массив гранитов имел большие размеры. Положение его, вероятно, соответствует Алуштинскому гравитационному минимуму, протягивающемуся южнее мыса Меганом,



Алушты и Ялты и пересекающему наиболее широкую часть Алуштинско-Батуцкий магнитный максимум, обусловленный, очевидно, как и Криворожско-Кремёнуцкий максимум на Украинском щите, магнитной активностью пород джеспелитовой и гипербазитовой формаций. Сходный гравитационный минимум расположен в Черном море несколько западнее Алуштинского. Оба они по своим размерам и прамольнейшим очертаниям, предопределенным разломами в фундаменте, аналогичны Каркинитскому и Сивашскому гравитационным минимумам и имеют, по-видимому, одинаковую с ними геологическую природу. Все эти отрицательные аномалии силы тяжести отражают скорее всего наличие в теле дорифейского фундамента крупных гранитных плутонов типа Коростенского и Ново-Миргородского на Украинском щите, к которым также приурочены гравитационные минимумы. Ближние цифры абсолютного возраста метаномских и демарджинских рифейских гранитов и скаловских диоритов не случайны и указывают на сходство палеотектонической обстановки, существовавшей в рифее южнее и севернее Крыма. Можно полагать, что перестройка карельского субмеридионального тектонического плана в Причерноморье началась уже в ренвильскую и дальсландскую тектонические эпохи. К этому времени следует отнести, по-видимому, отделение Мизийско-Черноморского эпикарельского континентального массива от Восточно-Европейского в результате образования между ними в рифее субширотной геосинклинальной области, развитие которой продолжалось в байкальскую тектоническую эпоху. С ренвильским и дальсландским тектогенезом связано внедрение в приподнятые краевые части этих разобщенных блоков континентальной коры огромного количества гранитной магмы и формирование двух субширотных зон гранитизации, которым соответствуют Пандаклийско-Сивашская и Южно-Крымская зоны гравитационных минимумов. Над большинством рифейских гранитных массивов в дальнейшем образовались глубокие прогибы.

В результате последующего байкальского тектогенеза сформировалась Крымско-Северокавказская складчатая система байкалит [5, 50, 51]. Структуры ее в Крыму четко отражаются в остаточных гравитационных аномалиях преимущественно северо-восточного простирания [5, 6, 30, 34, 50, 51, 53, 54], протягивающихся через Азовское море в Предкавказье в виде дугообразной выгнутой к северу полосы шириной 80—100 км. В западной части Азовского моря выделяются три линейные зоны байкальских антиклинальных структур [5, 34]. Северная и южная из них поребены под верхнепалеозойскими и триасово-юрскими отложениями, а центральная, наиболее приподнятая, просеживается под осадочным чехлом в направлении Белогорска. На участке Шедетовского поперечного разлома, контролирующего южные обрывы горы Кубала, она образует коллоидальный изгиб и далее продолжается от с. Богатого к с. Орлиному под наиболее вышней частью Главной гряды Крымских гор — южными массивами Караби-яйлы, Демарджи-яйлы, известняковыми плато Бабутан-яйлы и Ай-Петри в сторону Тераклейского п-ова. На карте гравитационных аномалий, составленной Л. В. Сорокиным [43], ей соответствует узкий линейный максимум силы тяжести северо-восточного простирания. Такое соответствие простирания положенная наиболее возвышенной частью Крымских гор и главной антиклинальной линии байкалит свидетельствует о высокой степени унаследованности тектонических элементов киммерийского ядра мелантинория Горного Крыма от байкальских глыбово-складчатых структур, характерной для всей западной части Крымских гор. Простирание и границы основных эле-

ментов тектоники этой части мегантиклинория предопределены глубинным влиянием залегающих в ее основании структурных элементов байкалид, а глубинные разломы, контролирующие простирающие западной части мегантиклинория, наследуют положение глубинных разломов байкальского заложения.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арбатов А. А., Каменецкий А. Е., Снегирева О. В. и др. Тектоника Крыма, Азовского моря и Западного Предкавказья в раннем мезозое//Сов. геология. 1974. № 5. С. 88—96.
2. Архипов И. В., Гайнанов А. Г., Гончаров В. В. и др. Глубинное строение Черноморской впадины к югу от берегов Крыма по данным геологических и геофизических исследований//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 45, вып. 2. С. 81—103.
3. Белов А. А. Герциниды основания Скифской плиты Предкавказья, срединные массивы и проблема становления континентальной коры в ее пределах//Тектоника срединных массивов. М., 1976. С. 43—59.
4. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., 1962. 608 с.
5. Богаец А. Т. Южная граница Восточно-Европейской платформы и строение позднекембрийского комплекса Юга СССР//Геотектоника. 1976. № 6. С. 33—34.
6. Богаец А. Т., Денегва Б. И., Сафаров Э. И. Скифская плита//Прогноз поисков нефти и газа на юге УССР и на прилегающих акваториях. М., 1981. С. 50—58.
7. Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР (по геофизическим данным). М., 1967. 304 с.
8. Бураковский В. Е., Гуревич Б. Л. К вопросу о границе Восточно-Европейской платформы в северо-западном секторе Черного моря и южной части междуречья Прут—Днестр//ДАН СССР. Т. 193, № 3. С. 656—658.
9. Бурьянов В. Б., Павленкова Н. И. О строении земной коры Горного Крыма//Сов. геология. 1974. № 7. С. 112—119.
10. Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Завгородняя О. В. и др. Геофизическая модель тектоносферы Украины. Киев, 1985. 212 с.
11. Горшков Г. П., Левицкая А. Я. Землетрясения Крыма//Геология СССР, ч. 1. М.; Л., 1947. С. 381—388.
12. Гуревич Б. Л., Гончарова Т. А., Бураковский В. Е. и др. Краткая характеристика результатов геофизических исследований//Геология СССР. Т. 8: Крым. М., 1969. С. 401—417.
13. Двойченко П. А. Стратиграфия Крыма. Ч. 1//Зап. Крымск. об-ва естествоисп. 1926. Т. 9. С. 15—38.
14. Дикенштейн Г. Х. Тектоника Степного и Предгорного Крыма//Сов. геология. 1957. № 59. С. 116—129.
15. Добровольская Т. И., Лебединский В. И., Макаров Н. Н. и др. Геохронология Крыма по радиометрическим данным//Тр. XV сес. Комис. по определ. абс. возраста геол. формаций. М., 1970. С. 222—237.
16. Довгаль Ю. М. Закономерности строения и развития земной коры южного и юго-западного обрамления Восточно-Европейской платформы//Закономерности развития региональной тектоники Украины. Киев, 1983. С. 123—135.
17. Дубинский А. Я., Маценко Н. А., Добружа Н. А. и др. Соотношение с герцинидами Крыма//Сов. геология. 1981. С. 61—72.
18. Котляр А. И. Некоторые особенности глубинной тектоники Крыма//Геол. журн. 1979. № 3. С. 105—110.
19. Краснощек А. Я., Насад А. Г., Самсонов В. И. Новые данные о геологическом строении северо-западной части Черноморского шельфа и проблема поисков нефти и газа//Геол. журн. 1979. Т. 39, № 3. С. 12—19.
20. Лагорно А. Е. О кристаллических сланцах, впервые найденных на Таврическом полуострове//Тр. о-ва естествоисп. при Варшавском ун-те. 1885. Вып. 9: Протоколы отдел. физики и химии. С. 3—6.
21. Лебедев Т. С. Зоны основных глубинных разломов Черноморско-Азовского региона//Строение нефтегазоносных провинций по геофиз. данным, вып. 3 (14). Киев, 1965. С. 3—11.
22. Лебедев Т. С., Собакарь Г. Т., Оровецкий Ю. П. и др. Тектоника центральной части северного склона Крымских гор. Киев, 1963. 87 с.
23. Лебединский В. И., Макаров Н. М. Вулканизм Горного Крыма. Киев, 1962. 208 с.
24. Маловицкий Я. П. Сопоставление данных различных методов//Строение западной части Черноморской впадины. М., 1972. С. 201—206.
25. Милановский Е. Е. Проблемы происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре Альпийского пояса//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1967. № 1. С. 27—43.
26. Моргунов Ю. Г. Эпигерцинская (Скифская) платформа//Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря. М., 1981. С. 95—113.
27. Муратов М. В. Очерк геологического строения Крымского полуострова. М., 1960. 207 с.
28. Муратов М. В., Бондаренко В. Г., Плахотный Л. Г. и др. Строение складчатого основания равнинного Крыма//Геотектоника. 1968. № 4. С. 54—69.
29. Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Зверев С. М. и др. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в центральной части Черноморской впадины//Вопр. методики глубинного сейсмического зондирования. М., 1965. С. 51—83.
30. Павлюк М. И., Богаец О. Т. Тектоника і формації області зчленування Східно-Європейської платформи

ми і Скіфської плити. Київ, 1978. 146 с. 31. Паллас П. Спб., 1795. 72 с. 32. Пей-  
 ве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. А. и др. Океаны и геосинклиальный про-  
 цесс//ДАН СССР. 1971. Т. 196, № 3. С. 657—659. 33. Пивоваров С. В., Бори-  
 сенко Л. С., Чуба Б. С. и др. Геологическая карта Горного Крыма, м-б 1:200 000.  
 Объяснительная записка. Киев, 1984. 134 с. 34. Плахотный Л. Г. Байкалиды  
 в складчатом основании Крыма//Геотектоника. 1969. № 3. С. 98—102. 35. Савицы-  
 на А. А. О минеральном составе метаморфических пород восточной части равнинного  
 Крыма//Минерал. сб. Львовск. ун-та. 1968. № 22, вып. 2. С. 7—199. 36. Снегире-  
 ва О. В., Каменецкий А. Е. Основные черты геологического развития Крыма//Тр.  
 ВНИИГаза. 1965, вып. 25/33. С. 14—30. 37. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.,  
 Павленкова Н. И. и др. Строение земной коры равнинного Крыма по геофизиче-  
 ским данным//Сов. геология. 1964. № 8. С. 44—56. 38. Соллогуб В. Б., Павлен-  
 кова Н. И., Чекунов А. В. и др. Глубинное строение земной коры вдоль меридио-  
 нального пересечения Черное море — Воронежский массив//Геофиз. сб. 1966. Вып. 15.  
 С. 46—57. 39. Соллогуб В. Б., Соллогуб Н. В. Строение земной коры Крымско-  
 го полуострова//Сов. геология. 1977. № 3. С. 85—93. 40. Соллогуб В. Б., Чеку-  
 нов А. В., Павленкова Н. И. и др. Природа Новоцарицынской гравитационной  
 аномалии в равнинном Крыму по данным сейсмических исследований//Геофиз. исслед.  
 строения земн. коры. 1964. Вып. 8. С. 3—12. 41. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.,  
 Соллогуб Н. В. и др. Глубинное строение Черного моря и прилегающей суши//  
 //Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Чер-  
 ного и Балтийского морей, ч. 1. Киев, 1984. С. 22—30. 42. Соллогуб В. Б., Чеку-  
 нов А. В., Соллогуб Н. В. и др. Структура литосферы Карпато-Крымского сегмен-  
 та Средиземноморского складчатого пояса//Геофиз. журн. 1983. Т. 5. № 1. С. 3—13.  
 43. Сорокин А. В. Распределение силы тяжести//Геология СССР. М.; Л. 1947.  
 С. 388—394. 44. Ступка О. С. Строение и история развития глубинного разлома в  
 зоне сочленения Скифской платформы и Горного Крыма//Изв. вузов. Геол. и разв.  
 1969. № 3. С. 13—17. 45. Ступка О. С. Геодинамическая эволюция и структура зем-  
 ной коры юга европейской части Советского Союза в докембрии. Киев, 1986. 224 с.  
 46. Субботин С. И. Причины и механизмы формирования Черноморской впадины//  
 //Земная кора и история развития Черноморской впадины. М., 1975. С. 323—325.  
 47. Тесленко А. В., Нечаев В. В. Тектоническая схема акватории Азовского моря//  
 //Сов. геология. 1964. № 9. С. 131—133. 48. Фохт К. К. Геологические исследова-  
 ния в горной части Крыма на восток от меридиана Карасубазара//Изв. Геолкома. 1912.  
 Т. 31, № 1. С. 35—37. 49. Хаин В. Е. Геосинклинали и эпигеосинклиальные орогены,  
 их природа, строение и развитие по современным данным. Статья II: Развитие геосин-  
 клинальных областей и поясов//Изв. вузов. Геол. и разв. 1981. № 7. С. 3—23.  
 50. Чекунов А. А. Структура земной коры и тектоника юга европейской части  
 СССР. Киев, 1972. 176 с. 51. Чекунов А. А., Заика-Новацкий В. С. Байкаль-  
 ский тектонический комплекс юга европейской части СССР и сопредельных регионов//  
 //Геофиз. сб. АН УССР. 1972. Вып. 50. С. 21—31. 52. Чернов В. Г. К вопросу о  
 строении дна Черного моря к югу от Крыма//Геотектоника. 1970. № 5. С. 82—90.  
 53. Шевченко В. И., Резанов И. А. Глубинное геологическое строение западной  
 части Кавказа, Крыма и прилегающей акватории Черного моря//Изв. АН СССР. Сер.  
 геол. 1972. № 10. С. 3—18. 54. Шевченко В. И., Резанов И. А. Тектонический  
 план байкальского этапа развития юга европейской части СССР и смежных терри-  
 торий//Изв. вузов. Геол. и разв. 1974. № 11. С. 22—27. 55. Щукин Ю. К. Крым//  
 //Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М., 1982.  
 С. 44—46. 56. Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И. Рифейские и палеозойские ва-  
 луны гранитов Крыма//Доклады VII конгр. КБГА, ч. 3. София, 1956. С. 377—384.

Крымгеология,  
 Симферополь

Поступила в редакцию  
 28.08.86

## BAIKALIDS OF CRIMEA

*L. G. Plakhotny*

The Baikalian fold structure can be recognized in eastern part of the Crimea Plain, which can be traced beneath the south-western part of the Mountain Crimea. Anticlinal uplift of the Baikalian basement correspond to central zone of Baikalian geosynclinal trough that is characterized by the high thickness of Riphean and Vendian deposits (more than 10 km). To the north of Baikalian fold zone probably exist the Dalslandian fold structure corresponding to the Kagul-Bakal zone of gravity maximum. In Riphean time the Black Sea-Measean continental massif was separated from East-European one. The formation of the Riphean great magmatic plutons in marginal zones of the continental massifs connected with orogenic movements in separating of its geosynclinal zone.