

время “болезни” новые факты и новые идеи, потому что в любой экзальтации есть доля истины.

За прочтение, замечания и советы благодарю Е.Е. Милановского, Л.Л. Перчука, Т.И. Фролову, а за большую помощь — М.Н. Шербакову.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вернадский В.И. Размышления натуралиста. Научная мысль как планетарное явление. М., 1977.
2. Катастрофы и история Земли. М., 1986.
3. Косыгин Ю.А. Основы геотектоники. М., 1974.
4. Леонов Г.П. Основы стратиграфии. Т. 2. М., 1974.
5. Меннер В.В. Избранные труды. М., 1991.
6. Словарь иностранных слов в русском языке. М., 1995.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы “Университеты России — фундаментальные исследования”.

7. Фролов В.Т. Литология. Кн. 3. М., 1995.
8. Фролов В.Т. О науке геологии. Ст. 1. Законы в геологии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2000. № 6. С. 3—10.
9. Фролов В.Т. О науке геологии. Ст. 2. Геологические теории // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2001. № 1. С. 3—11.

Поступила в редакцию
20.03.2001

УДК 551.762.1(477.75)

Д.И. Панов, А.Г. Степанов

НИЖНЕЮРСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ ГОРИЗОНТ НА БОДРАК-АЛЬМИНСКОМ ВОДОРАЗДЕЛЕ (ГОРНЫЙ КРЫМ) И ЕГО АНАЛОГИ В ГОРНОМ КРЫМУ И НА БОЛЬШОМ КАВКАЗЕ

Вулканогенные образования среднего-кислого состава на Бодрак-Альминском водоразделе впервые были отмечены В.И. Лебединским и А.И. Шалимовым [7] и отнесены к ранней юре. Позднее выходы этих пород были кратко описаны В.С. Милеевым [9], который отнес их к выделенной им кичикской толще верхнего триаса. Нами в результате полевых и лабораторных исследований получены новые материалы, позволяющие уточнить геологическую позицию и возраст рассматриваемых образований, их петрографическую и геохимическую характеристику.

Триасовые и юрские отложения Бодрак-Альминского водораздела

Геологическая позиция и возраст вулканогенного горизонта. Рассматриваемый район находится на стыке двух структурно-фациальных зон, выделенных для триасово-раннеюрского времени [19] — Лозовской и Горнокрымской. В современной структуре они разделены крупным разрывным нарушением юго-западного—северо-восточного простирания, которое является продолжением выделенного в долине Бодрака Бодракского разлома [5, 9, 15]. Юго-восточная часть района, принадлежащая Горнокрымской зоне, сложена породами таврической серии, на которую по пологим надвиговым поверхностям надвинуты аллохтонные пластины пород эскиординской

серии, происходящие из Лозовской зоны (рис. 1). Северо-западная часть района, относящаяся к Лозовской зоне, напротив, целиком сложена породами эскиординской серии, которые образуют четыре тектонические чешуи, разделенные крутыми надвигами и взбросами. В каждой чешуе породы залегают моноκлиально с нормальным крутым падением слоев на север в I—III чешуях и на северо-запад в IV чешуе. В отложениях эскиординской серии — обилие даек андезитов, андезито-базальтов и долеритов, резко секущих чешуйчато-надвиговую структуру. Это позволяет утверждать, что тесно связанная с ними вулканогенная карагачская свита верхнего байоса, протягивающаяся узкой моноκлиальной полосой на северо-западе, залегает несогласно на эскиординских породах. Резко несогласно все триасово-юрские отложения обеих зон перекрываются полого и моноκлиально залегающими нижнемеловыми отложениями.

Отложения таврической серии, слагающие автохтон Горнокрымской зоны, представлены исключительно тонкоритмичным флишем III толщи [13], имеющей раннеюрский возраст, и, следовательно, относятся к верхнетаврической свите, по М.В. Муратову [11].

При анализе отложений эскиординской серии мы используем схемы их стратиграфического расчленения, предложенные В.И. Славиным [18] для бас-

сейна Салгира и Д.И. Пановым и др. [15] для бассейна Бодрака.

Самое древнее подразделение эскиординской серии в рассматриваемом районе — выделенная В.И. Славиным *курцовская свита* ($T_2(?)$ - T_3n). Наиболее полно она обнажена в Горнокрымской зоне в истоках Швановского оврага, где, видимо, слагает аллохтонную тектоническую пластину и несогласно перекрыта нижнемеловыми отложениями. Эта толща представлена темно-серыми, неправильно-слоистыми скорлуповатыми алевролитистыми глинами и глинистыми алевролитами, изредка с прослоями (до 5—10 см) серого, плотного, мелко-среднезернистого песчаника, иногда с прослоями конкреций сидерита. В линзовидных прослоях карбонатного песчанистого алевролита встречены многочисленные норийские *Monotis caucasica taurica* Mojs., *M. haueri* Kittl., *M. sali-naria* Schl., а также колонии гидроидных *Heterastridium conglobatum* Reuss. В аллювии оврага найдена раковина поздне триасового аммонита *Arcestes* sp. [1]. Обнаружены также пласт известковистого песчаника со среднетриасовыми брахиоподами [22] и линза битуминозного известняка со среднетриасовыми конодонтами. Правда, А.С. Алексеев считает эти тела олистолитами в глинисто-алевролитовом матриксе, как и глыбы верхнепермских известняков.

Совершенно такая же толща, только в худших обнажениях, вскрывается и в Лозовской зоне в основании разреза I и II тектонических чешуй, где она согласно перекрыта салгирской свитой. Особенно хорошо это видно в I чешуе, где курцовская свита образует моноклираль, падающую на северо-восток (35°), ее видимая мощность достигает 300 м (см. рис. 1).

Следующее подразделение эскиординской серии — *салгирская свита* (T_3n), также выделенная В.И. Славиным [18]. В Горнокрымской зоне она слагает крупную, полого залегающую аллохтонную тектоническую пластину в районе горы Астроблема, установленную В.С. Милеевым [9]. В Лозовской зоне эти отложения были впервые отмечены также В.С. Милеевым под названием кичикской толщи. На карте он изобразил их как единую, довольно крупную, полого залегающую аллохтонную пластину. Наши исследования показали, что эта толща участвует в строении I и II тектонических чешуй, залегает там круто (40 — 80°), моноклиально, согласно налегает на курцовскую свиту и согласно перекрыта эскиординской свитой (см. рис. 1; 2, разр. I и II), очень плохо обнаженная чешуя (III), возможно, сложена ею целиком.

Во всех перечисленных выходах рассматриваемые отложения представляют собой толщу чередования пластов (0,3—1,5 м) песчаника и пакетов (до 1—1,5 м) тонкого переслаивания аргиллитов (глин) и алевролитов. Песчаники обычно бурые с поверхности, полимиктовые, слоистые, плитчатые, с обилием слюды и растительного детрита на плоскостях напластования. В них иногда отмечаются градационная структура, косая и конволютная слоистость, но

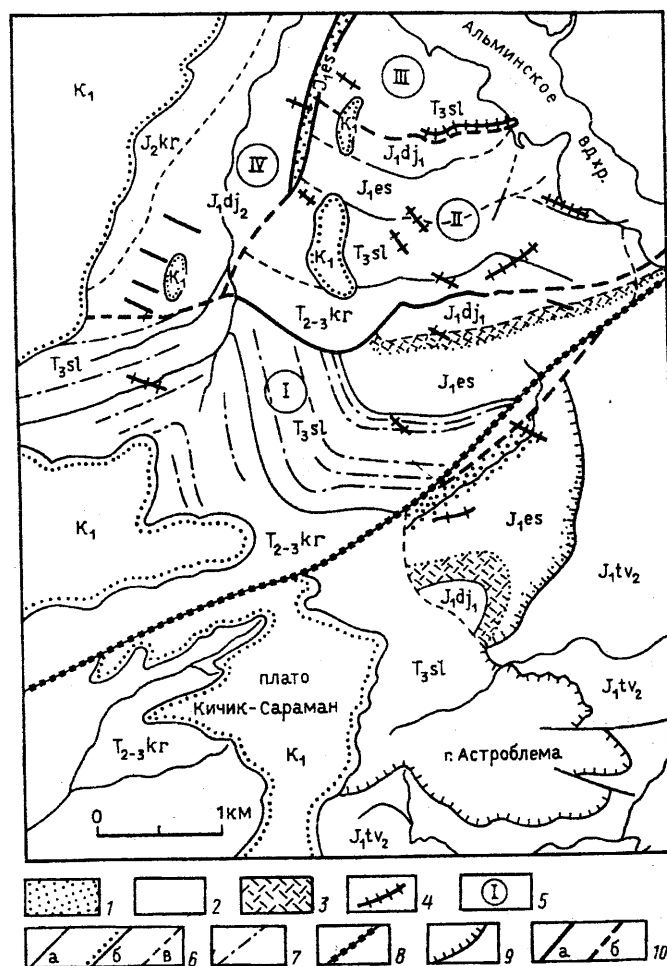


Рис. 1. Геологическая карта участка Бодрак-Альминского водораздела: 1 — грубообломочная фация; 2 — глинисто-алевролитовая фация; 3 — вулканогенная фация; 4 — верхнесбайосские дайки андезитов, андезито-базальтов, долеритов; 5 — номера тектонических чешуй в Лозовской зоне; 6 — стратиграфические границы (а — согласные, б — несогласные, в — предполагаемые); 7 — маркирующие горизонты, отдешифрованные по АФС; 8 — Бодракский разлом; 9 — надвиги в основании аллохтонных пластин; 10 — прочие разрывные нарушения (а — достоверные, б — предполагаемые); K_1 — нижнемеловые отложения, J_2kr — карагачская свита, J_1dj_2 — верхнеджидаирская подсвита, J_1dj_1 — нижнеджидаирская подсвита, J_1tv_2 — верхнетаврическая свита, J_1es — эскиординская свита, T_3sl — салгирская свита, T_2-3kr — курцовская свита

толща в целом не флишевая. На водораздельных пространствах выходы толщи фиксируются сплошными развалами пластов песчаника, что и создает впечатление ее пологого "покровного" залегания. По строению и стратиграфическому положению описываемая толща полностью аналогична салгирской свите [18] норийского возраста, к каковой мы ее и относим. Полная мощность салгирской свиты в I чешуе составляет 500 м. Западнее, в долине Бодрака, совершенно идентичная по своему строению толща была описана В.С. Милеевым [9] под названием альминской толщи таврической серии, а позднее Д.И. Пановым и др. [15] она отнесена также к салгирской свите. Она содержит норийские *Monotis* cf. *rudis* Pemm., *M. aff. digona* Kuttl., *M. salinaria* Schl. [4,

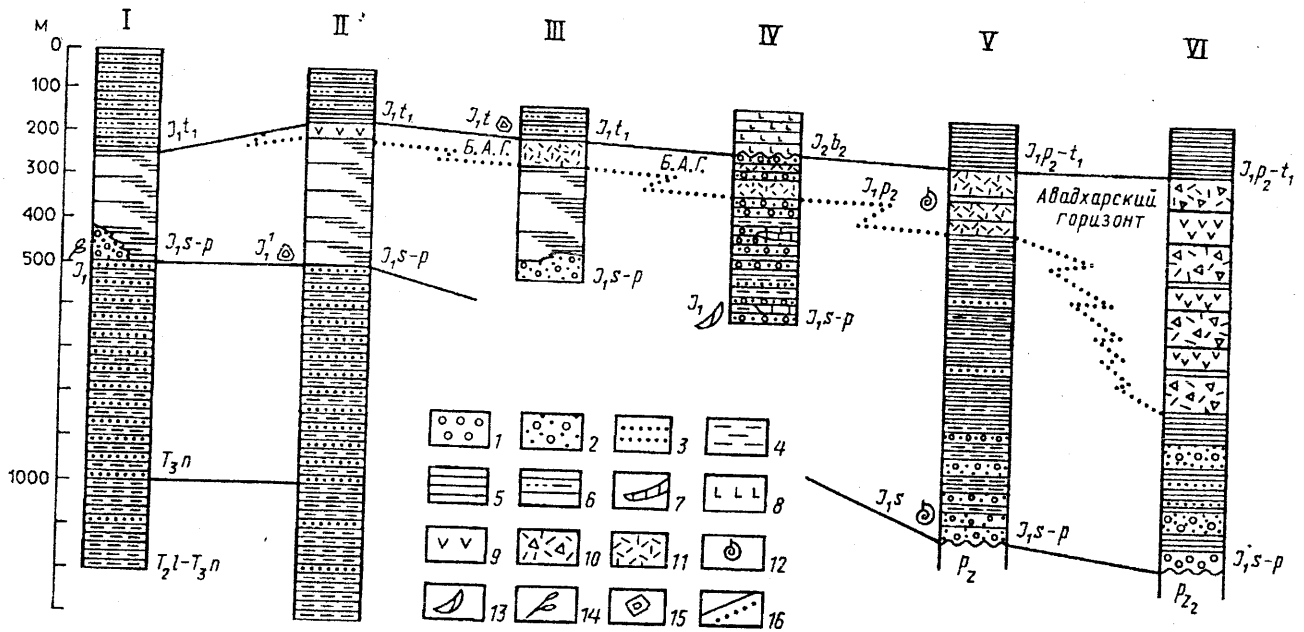


Рис. 2. Стратиграфические разрезы триасовых и нижнеюрских отложений Лозовской зоны Крыма и Псеашхинской зоны Северо-Западного Кавказа: I — вторая тектоническая чешуя, II — первая тектоническая чешуя, III — аллохтонная пластина севернее горы Астроблема, IV — долина р. Салгир, V — р. Авадхара, VI — пер. Санчаро; 1 — конгломераты; 2 — крупнозернистые кварцевые флишиод; 3 — мелкозернистые песчаники; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — тонкоритмичный известняки; 7 — известняки; 8 — лавы микродиабазов, спилитов; 9 — лавы андезитов; 10 — туфы, туфобрекчии кислого состава; 11 — туфы, туфобрекчии андезитового состава; 12 — находки аммонитов; 13 — брахиоподы; 14 — находки древесины; 15 — спорово-пыльцевые комплексы; 16 — границы свит (а) и фациальные границы (б); Б.А.Г. — бодрак-альминский вулканогенный горизонт

5], что подтверждает норийский возраст салгирской свиты и здесь.

Эскиординская свита (J_{1s-p}) выделена в Салгирском районе А.С. Моисеевым [10] как толща кварцевых песчаников с прослоями конгломератов, с глыбами триасовых известняков. В.И. Славин [17, 18] разделил эти отложения на две части: саблыньскую свиту и песчано-конгломератовую пачку лозовской свиты, что, на наш взгляд, неоправданно, поэтому мы в дальнейшем будем использовать название А.С. Моисеева. В.И. Славин установил, что тела нижнеюрских известняков, заключенные в эскиординской свите, являются не глыбами, как это раньше считалось, а линзами, фациально замещающими грубообломочные породы. А поскольку в известняках найдены аммониты и брахиоподы, характерные для синемюрского и плинсбахского ярусов, это и определило возраст свиты. Позднее Д.И. Пановым и др. [15] было показано, что к юго-западу, в долине Бодрака, грубообломочные породы эскиординской свиты почти целиком фациально замещаются глинистой толщей, которая известна там под названием мендерской [9]. Бодрак-Альминский водораздел — это как раз зона фациального перехода северо-восточных грубообломочных фаций эскиординской свиты в юго-западные глинистые.

В Горнокрымской зоне эскиординская свита почти полностью слагает полого залегающую аллохтонную тектоническую пластину к северо-востоку от плато Кичик-Сараман (см. рис. 1; 2, разр. III). В

основании разреза вдоль юго-восточного края пластины прослеживается пачка пород грубообломочной фации: светло-серые, массивные, преимущественно кварцевые, грубозернистые песчаники и гравелиты. Выше необнаженные склоны сложены, видимо, глинистой фацией, а в самой верхней части пластины конформно с грубообломочной пачкой залегает вулканогенный горизонт — пачка слоистых туфогенно-осадочных пород. Вулканогенный горизонт в свою очередь совершенно согласно, даже с постепенным переходом, перекрыт тонкофлишиодной пачкой нижнеджидаирской подсвиты раннеюрского возраста (см. ниже). Этим определяется принадлежность вулканогенного горизонта к самой верхней части эскиординской свиты в качестве еще одной ее фации, а также и его раннеюрский, скорее всего, плинсбахский возраст.

Полоса выходов грубообломочной фации эскиординской свиты прослеживается и по северо-восточному краю аллохтонной пластины вдоль Бодракского разлома. Здесь в русле глубокого оврага вскрыта толща кварцевых гравелитов и конгломератов, реже песчаников, в которых заключен огромный (более 100 м) олистоплак верхнетриасовых известняков. Гальки и обломки этих известняков в изобилии содержатся во вмещающих конгломератах и гравелитах. Кроме того, среди грубообломочных пород отмечаются [21] линзы известняков с брахиоподами синемюра—плинсбаха, что подтверждает их принадлежность к эскиординской свите. Выходы песчано-кон-

гломератовых толщ с глыбами известняков уже пермского возраста отмечаются и далее к юго-востоку на левобережье Альмы, ближе к с. Дровянка, среди поля развития таврической серии. Видимо, там сохранились остатки еще одной или нескольких аллохтонных пластин. Остатки аллохтонных пластин, сложенных грубообломочной фацией эскиординской свиты, известны и на южном склоне Бодрак-Альминского водораздела, где они образуют вершины Большой и Малый Шпиль среди поля распространения таврической серии.

В Лозовской зоне породы эскиординской свиты участвуют в строении I и II тектонических чешуй и слагают узкий тектонический клин субмеридионального простирания (см. рис. 1). В чешуе I на гребне между двумя оврагами (см. рис. 2, разр. II) над моноклиналию салгирской свиты следует пониженный задернованный участок (седловина), сложенный, по-видимому, глинистой фацией эскиординской свиты. Действительно, в русле правого оврага около Бодракского разлома в этой полосе имеется небольшое обнажение алевролитистых глин, очень сильно разлинзованных, из которых получен спорово-пыльцевой спектр раннелейасового возраста [15]. За седловиной расположен невысокий гребень, который четко прослеживается к северо-востоку вплоть до Альминского водохранилища, причем строго конформно с залеганием салгирской свиты. На водоразделе этот гребень сложен вулканогенным горизонтом, на склоне оврага у водохранилища на его продолжении расположено субвулканическое тело (силл) магматических пород. Породы вулканического горизонта падают на север под углом около 60° и согласно перекрываются тонкофлишоидной толщей нижнеджидаирской подсвиты (нижний тоар, см. ниже). Таким образом, и здесь вулканогенный горизонт представляет собой фацию эскиординской свиты, самую верхнюю ее часть (в 300 м по мощности от ее подошвы), и, следовательно, также имеет раннеюрский (плинсбахский) возраст.

То, что вулканогенный горизонт представляет собой именно фацию, подтверждается наблюдениями в чешуе II (см. рис. 2, разр. I), где эскиординская свита согласно налегает на салгирскую, перекрыта нижнеджидаирской и вся целиком представлена только глинистой фацией — алевролитистыми глинами (правда, обнаженность там очень плохая). Наконец, тектонический клин эскиординских пород опять сложен грубообломочной фацией: светлыми, желтовато-серыми, преимущественно кварцевыми разнозернистыми песчаниками с резко подчиненными прослоями глинистого алевролита с растительными остатками. Полоса этих пород непрерывно прослеживается к Альминскому водохранилищу, где на его правом берегу в "точильных песчанках" горы Лысой найдены остатки древесины раннеюрского возраста [6].

Следующий член разреза эскиординской серии — нижнеджидаирская подсвита (J_{1t_1}), описанная Д.И. Пановым и др. [15] в долине Бодрака. Нижне-

джидаирская подсвита там согласно налегает на глинистую (мендерскую) фацию эскиординской свиты и представлена тонкоритмичным флишоидным пере-слаиванием тонкозернистых песчаников, алевролитов и плотных глин с растительным детритом, с обилием мелких биоглифов в основании слоев песчаника. Толща содержит спорово-пыльцевой спектр тоарского возраста. В рассматриваемом районе нижнеджидаирская подсвита аналогичного строения венчает разрез, аллохтонной пластины в Горнокрымской зоне, где согласно налегает на вулканогенный горизонт эскиординской свиты (см. рис. 1; 2, разр. III). Эти же отложения вскрыты в тектоническом клине в зоне Бодракского разлома, где из них также получен спорово-пыльцевой спектр тоарского возраста. Как уже отмечалось, в Лозовской зоне они венчают разрез I и II тектонических чешуй, где согласно налегают на эскиординскую свиту. В Салгирском районе — это флишевая пачка лозовской свиты [18] с раннетоарским *Dactyloceras tenuicostatum J. et Bi*, также согласно налегающая на эскиординскую свиту (уже в грубообломочной фации).

Венчает разрез эскиординской серии *верхнеджидаирская подсвита* (J_{1t_2}), описанная также в долине Бодрака [15]. В рассматриваемом районе она присутствует только в Лозовской зоне, где целиком слагает IV тектоническую чешую север—северо-восточного простирания. Здесь, как и в стратотипе, это слоистая толща глин и алевролитов, среди которых залегают отдельные пласты (с мощностью до нескольких метров) массивных, полимиктовых, слюдястых песчаников. Полоса выходов подсвиты протягивается на север—северо-восток до Альминского водохранилища, где в ней найдены поздне-тоарские *Grammoceras spp.* [6].

Строение Бодрак-Альминского вулканогенного горизонта

Первый выход вулканогенного горизонта расположен в I тектонической чешуе Лозовской зоны на тропе, ведущей с плато Кичик-Сараман на север, к Альминскому водохранилищу. В.И. Лебединский и А.И. Шалимов [7] отметили здесь туфы и туффиты кварц-кератофирового состава; В.С. Милеев [9] — выходы белых пепловых туфов кислого состава. По нашим данным, здесь в нормальном залегании с падением на север—северо-восток вскрыты две вулканогенные пачки:

1) желтовато-серые с поверхности, сильнооже-лезненные и карбонатизированные роговообманковые андезиты. Различаются массивные разности с порфиоровыми вкрапленниками амфиболов, авгита и включениями кварца неправильной формы, а также сланцеватые разности с признаками флюидальной текстуры, которая подчеркивается ориентированным расположением кристаллов амфибола;

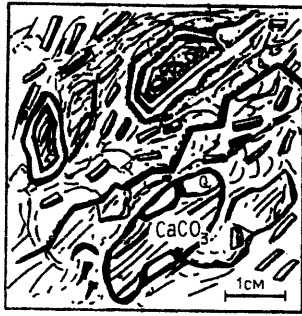


Рис. 3. Роговообманковый андезит



Рис. 4. Туф кристаллокластический риолитового состава

2) светлые, зеленовато-серые массивные андезиты с порфировыми вкрапленниками амфибола и миндалинами, заполненными карбонатом, хлоритом и кварцем. Общая видимая мощность 10—20 м.

Непосредственно на северо-восточном продолжении гребня, сложенного этими вулканическими породами, вблизи Альминского водохранилища обнаружен еще один выход андезитов, в целом аналогичных предыдущим, но сильноокварцованных. Породы светло-серые, массивные, слагают удлиненное тело, вытянутое по простиранию и сопровождающееся зоной экзоконтактового изменения песчано-глинистых пород, которое можно рассматривать как силл. Немного южнее в том же овраге отмечен и ряд небольших даек тех же пород.

Второй выход вулканогенного горизонта расположен в Горнокрымской зоне в аллохтонной пластине севернее горы Астроблема. В.С. Милеев [9] описал (снизу вверх по склону) три пачки: 1) туфы, игнимбриты и лавы кислого состава, 2) туфогенные алевролиты, 3) туфогравелиты, общая мощность 60 м. В.С. Милеев считал этот разрез опрокинутым.

По нашим наблюдениям, в разрезе снизу вверх по склону выделяются две пачки:

1) четко слоистые вулканогенно-осадочные породы, среди которых преобладают желтовато-серые крупнообломочные и светло-серые мелкообломочные кристаллокластические риолитовые туфы, светло-серые грубообломочные литокластические риолитовые туфы и желтовато-серые мелкозернистые туфопесчаники. Все эти породы залегают пластами с мощностью несколько десятков сантиметров, разделены прослоями (не более 10—20 см) осадочных пород: светло-серых тонкозернистых песчаников и темных буровато-серых тонкослоистых алевролитов с обилием углефицированного растительного детрита, мощность 20—30 м;

2) пачка частого чередования пластов тех же осадочных пород и туфогенных, среди которых наряду с отмеченными выше все большую роль играют серые тонкослоистые окремненные туффиты, мощность 15—20 м.

Все слои залегают нормально, с падением на северо-запад (280°, угол 50—70°) и согласно, с постепенным переходом перекрыты песчано-глинистыми отложениями нижнеджидаирской подсвиты.

Петрографическая и геохимическая характеристика пород бодрак-альминского вулканогенного горизонта¹

В первом выходе в I тектонической чешуе Лозовской зоны вулканогенный горизонт сложен андезитами (рис. 3) — породами типично порфировой структуры. Порфировые вкрапленники обычно представлены удлиненно-таблитчатыми кристаллами амфибола с размерами до 1 мм, полностью замещенными карбонатом, с реликтами апацитовой каймы. Реже встречаются фенокристаллы зонального клинопироксена (авгита?) удлиненно-таблитчатой формы, также полностью замещенные кальцитом. Основная масса имеет пилотакситовую структуру и состоит из девитрифицированного стекла, в которое погружены ориентированные лейсты (до 0,1 мм) плагиоклаза (олигоклаза). В некоторых разностях встречены литокласты, представленные обломками тех же андезитов, что придает этим породам облик лавобрекчии. Почти повсеместно отмечаются миндалины, выполненные карбонатом, халцедоном и кварцем, довольно часто крупные (до 3 мм). Относительно большое количество кварца — результат низкотемпературной гидротермальной переработки пород. Породы в целом вторично изменены, что выражается в сплошной карбонатизации и ожелезнении.

Андезиты, слагающие силл, по составу и структуре аналогичны вышеописанным, но в еще большей степени окварцованы, содержат много гидроксидов железа. Тело сложено массивными, однородными породами, они сопровождаются зоной экзоконтактового изменения вмещающих пород.

Во втором выходе в аллохтонной пластине севернее горы Астроблема вулканогенный горизонт сложен вулканогенно-обломочными породами, которые более разнообразны. Среди них преобладают кристаллокластические туфы риолитового состава (рис. 4), от крупно- до мелкообломочных. Обломки представлены пепловыми частицами остроугольной

¹ Описания шлифов выполнены А.Г. Степановым при консультации П.Л. Тихомирова и Т.О. Федорова.

Номер образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	FeO	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	п.п.п	Сумма
604/1	61,70	17,78	0,42	0,16	0,65	2,69	5,7	0,73	0,01	2,97	0,84	0,39	7,13	100,53
605	62,72	17,27	0,43	0,14	1,80	2,09	3,72	0,24	0,02	3,98	0,96	0,40	6,74	100,51
А	60,59	16,99	0,41	0,17	1,54	2,57	5,15	1,04	0,12	3,18	0,33	2,98*	4,55	99,62
607/2	76,89	13,07	0,32	0,07	0,36	0,83	0,68	0,49	0,01	4,55	0,72	0,10	1,96	100,04
607/3	79,07	10,73	0,26	0,04	0,19	0,84	0,68	0,01	0,01	3,38	1,92	0,36	1,48	98,95
Б	75,79	11,50	0,21	0,08	0,82	0,99	1,85	0,60	0,06	3,35	2,16	0,92*	1,49	99,92

Примечания: 604/1, 605 — андезиты севернее плато Кичик-Сараман; А — андезито-дацит, видимо, там же, среднее по 3 анализам [20]; 607/2 — туф кристаллокластический риолитовый, севернее горы Астроблема; 607/3 — туф литокристаллокластический риолитовый, там же; Б — риолит, видимо, там же, среднее по 4 анализам [20]; * суммарно CO₂ + S.

формы (“рогульки”), характерной для кислых пород, обломками пористого стекла, что свидетельствует о “спокойном” характере извержения, и многочисленными кристаллокластами (до 1,2 мм) кварца, реже — альбит-олигоклаза (до 0,4 мм). Присутствуют обломки гидрослюд и рудные минералы (титаномагнетит). Изредка встречаются обломки микролина, происходящие, видимо, из пород фундамента. Также присутствуют разности с преобладанием стекла над кристаллокластами — кристалловитрокластические туфы.

В некоторых пластах туфов отмечаются слоистость, выраженная сортировкой обломков по размеру, сглаженность краев пепловых частиц, найден обломок кремневой губки, что свидетельствует об осаждении в водной среде в результате перемыва пирокластического материала. О том же свидетельствует присутствие и вулканогенно-осадочных пород — туффитов и туфопесчаников. Туффиты — слоистые породы, состоящие из тех же кристаллокластов и пепловых частиц, но с заметной примесью терригенного глинистого материала. Туфопесчаники — тонкозернистые, граувакковые, содержат тонкие прослойки, сложенные вулканическими пепловыми частичками. Характерная особенность всех туфов — присутствие среди них наряду с кристаллокластами и литокластами, которые представлены обломками андезитов, аналогичных вышеописанным, т.е. тем, что обнажены в первом выходе. В отдельных слоях количество обломков андезитов достигает 20%; такие туфы мы называем литокристаллокластическими. По наличию этих обломков можно считать, что были две фазы вулканической деятельности в районе: сначала эффузивная с излияниями андезитовых лав, а затем эксплозивная, взрывного характера, с выбросом пирокластического материала кислого (риолитового) состава, к которому примешивались обломки андезитовых лав первой фазы и даже микролин из пород фундамента, т.е. общая эволюция вулканизма гомодромная: от андезитов к риолитам.

В таблице приведены результаты химического анализа изученных нами пород вулканогенного горизонта и два значения средних химических составов тех же пород, по данным [20]. В [20] приведено еще и содержание микроэлементов (в г/т) в риолитах (риолитовых туфах, по нашим данным): Cr 19; V 17; Ni 9,1; Co 3,2; в андезито-дацитах (андезиты): Cr 51;

V 86; Ni 7,8; Co 5,3. По этим характеристикам породы близки к известково-щелочной серии. Результаты анализов в целом подтверждают сделанные нами определения пород. Образцы 604/1, 605 и А относятся к андезитам, отличаясь от типичных пород (особенно 604, 605) пониженным содержанием (Fe₂O₃ + FeO) и (MgO + CaO). Отклонения связаны с метаморфизмом пород в условиях пренит-пумпеллиитовой фазии [20] и их гидротермальной переработкой (окремнением). Отклонения находятся в допустимых пределах, а соотношения компонентов характерны именно для пород андезитового ряда. Образцы 607/2, 607/3 и Б относятся к породам риолитового ряда. Аномально высокое содержание SiO₂ в туфах связано с присутствием в них наряду с кристаллокластами обломочного терригенного кварца, что отмечалось в ряде шлифов. Пониженное по сравнению с типичными риолитами содержание (Fe₂O₃ + FeO) и (Na₂O/K₂O) обусловлено, видимо, теми же процессами, что и для андезитов. По содержанию (Fe₂O₃ + FeO + MgO) (1,04÷2,41), по отношению (K₂O + Na₂O) / Al₂O₃ (коэффициент алкаитности 0,4÷0,5), отношению Na₂O/K₂O (1,1÷6,0) и сумме щелочей (5,27÷5,51) породы соответствуют лейкократовым глиноземистым калиево-натриевым до натриевых риолитам нормальной щелочности.

Проявления раннеюрского вулканизма среднего—кислого состава в смежных районах

В Крыму единственный (помимо описанных выше) выход нижнеюрских вулканогенных образований среднего—кислого состава известен также в Лозовской зоне в долине р. Салгир, непосредственно выше с. Лозового (см. рис. 2, разр. IV), где снизу вверх обнажаются [7]:

1) светлые, средне-мелкозернистые “сахаровидные” песчаники и кварцевые гравелиты, переслаивающиеся с темными аргиллитами. Встречаются глыбы (линзы?) криноидных известняков с раннеюрскими брахиоподами, мощность 20—30 м;

2) флишоидное чередование мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с отдельными пластами среднезернистых песчаников и гравелитов, мощность 60—70 м;

3) ритмичное чередование светлых средне-крупнозернистых песчаников и гравелитов с подчинен-

ными слоями мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Редкие глыбы (линзы?) пелитоморфных известняков, мощность 150—200 м;

4) переслаивание мелко- и грубообломочных туфов, туффитов, туфогенных песчаников с кварцевыми гравелитами и зеленовато-серыми аргиллитами, мощность 40 м;

5) переслаивание средне- и грубозернистых песчаников, кварцевых гравелитов, зеленоватых аргиллитов и алевролитов с прослоями голубовато-зеленых грубообломочных туфов и туффитов, мощность 60 м;

6) лавовая толща микродиабазовых и спилитовых порфиринов с подушечной отдельностью, мощность до 100—120 м.

Слой 6, резко отличающийся от нижележащих, несомненно, относится к петропавловской свите [18] позднебайосского возраста (аналог карагачской свиты в долине Альмы). Слои 1—5 — типичный пример разреза эскиординской свиты в грубообломочной фации. Туфы и туффиты (в слоях 4—5) залегают, как и на Бодрак-Альминском водоразделе, в самой верхней части эскиординской свиты, раннеюрский возраст которой здесь палеонтологически доказан. Судя по описанию [7], эти пирокластические породы абсолютно идентичны туфам и туффитам Бодрак-Альминского водораздела и, видимо, представляют фрагмент того же вулканогенного горизонта.

Лозовская зона, в которой прослеживается вулканогенный горизонт, в юрское время представляла собой северный борт глубоководного трога Горнокрымской зоны, где накапливалась флишевая таврическая серия. На Северо-Западном Кавказе аналогичное положение занимает Псеашхинская зона, которая рассматривается [12] как северное обрамление осевого трога южного склона Большого Кавказа.

Разрез нижнеюрских отложений (см. рис. 2, разр. V) Псеашхинской зоны [3, 8] начинается с лашипсинской свиты, в основании которой залегает грубообломочная толща (до 250 м) конгломератов, кварцевых гравелитов и крупнозернистых песчаников с подчиненными слоями глинисто-алевритовых пород, а выше — глинистые сланцы, переслаивающиеся с алевритами и мелкозернистыми песчаниками (до 450 м). В нижней части найдены синемюрские *Microderoceras cf. steinmanni* Haug, *Oxinoticeras sp.*, верхняя часть имеет, вероятно, плинсбахский возраст. Обе толщи лашипсинской свиты отчасти фациально замещают одна другую и по строению, положению в разрезе и возрасту аналогичны грубообломочной и глинистой фациям эскиординской свиты.

Выше в разрезе Псеашхинской зоны следует авадхарский горизонт, сложенный чередующимися слоями туфобрекчий, литокластических и витрокластических туфов, кварцевых кератофинов и туффитов с резко подчиненными слоями глинисто-алевритовых пород. М.А. Беридзе [2] считает, что туфогенные породы по составу отвечают риолитоидным да-

цитам и кварцевым альбитофирам. По простирацию (например, у пер. Санчаро) толща пирокластических пород кислого состава почти полностью фациально замещается лавами, лавобрекчиями, туфобрекчиями и туфами, реже — туффитами андезитового состава (см. рис. 2, разр. IV). Более того, весь авадхарский горизонт — это фация верхней части лашипсинской свиты, в пользу этого говорит соотношение мощностей. Мощность нижней (грубообломочной) толщи лашипсинской свиты везде примерно постоянна и составляет 250 м, а верхней (глинисто-алевритовой) меняется от 85 до 450 м, причем там, где она минимальна, мощность авадхарского горизонта достигает 550 м, а там, где максимальна, — сокращается до 150 м. В некоторых местах авадхарский горизонт полностью выклинивается, замещаясь обычными для верхов лашипсинской свиты глинисто-алевритовыми породами, в которых найден позднеплинсбахский *Amaltheus margaritatus* Monf. Выше согласно залегают глинистые сланцы ацгарской свиты (верхний плинсбах и нижний тоар).

Таким образом, по строению, характеру фациальной изменчивости, тектоническому и стратиграфическому положению авадхарский вулканогенный горизонт полностью аналогичен бодрак-альминскому вулканогенному горизонту в Крыму. Палеонтологически доказанный плинсбахский возраст авадхарского горизонта служит еще одним подтверждением того же возраста и бодрак-альминского горизонта. В самых северных выходах Псеашхинской зоны лашипсинская свита полностью замещается грубообломочной фацией и выделяется под названием чугушской свиты [14], в верхней части которой среди кварцитовидных песчаников также заключены пласты туфов андезито-альбитофирового состава, туффитов и туфопесчаников. Это аналог эскиординской свиты с вулканогенным горизонтом в долине Салгира в Лозовской зоне. Еще очевиднее это сходство проявляется в Домбайской депрессии, где верхняя часть чугушской свиты целиком замещается толщей светло-серых рассланцованных эффузивов, туфов и мелкообломочных туфобрекчий с глинисто-алевритовыми прослоями, мощность до 300 м.

По петрографической характеристике туфобрекчий и туфы риолитоидных дацитов и андезиты авадхарского горизонта аналогичны риолитовым туфам и андезитам бодрак-альминского горизонта. Химические анализы кварцевых альбитофинов авадхарского горизонта [2] почти идентичны таковым для крымских риолитовых туфов. Указанные выше вулканические породы Домбайской депрессии, принадлежащие авадхарскому горизонту, по химическому составу (9 анализов) соответствуют андезитам, андезито-дацитам и натриевым глиноземистым риолитам нормальной щелочности, т.е. полностью аналогичны породам бодрак-альминского горизонта. Следует отметить, что выходы авадхарского горизонта, как и бодрак-альминского, сопровождаются серией аналогичных по составу субвулканических тел — силлов и

даек, а вся Псеашхинская зона, как и Лозовская в Крыму, густо насыщена байосскими дайками диабазов.

Выводы. 1. Вулканогенный горизонт на Бодрак-Альминском водоразделе сложен андезитовыми лавами и риолитовыми туфами, представляет собой фазию верхней части эскиординской свиты и по возрасту относится к плинсбахскому ярусу нижней юры.

2. Еще одним фрагментом того же вулканогенного горизонта являются выходы туфогенных пород кислого состава по р. Салгир в той же Лозовской зоне.

3. На Северо-Западном Кавказе нижнеюрские вулканогенные образования присутствуют в Псеашхинской зоне в виде авадхарского горизонта андезитовых лав, лавобрекчий, туфобрекчий и туфов и риолитово-дацитовых и альбитофировых туфобрекчий и туфов. Для авадхарского горизонта палеонтологически доказан плинсбахский возраст, что явля-

ется подтверждением плинсбахского возраста и бодрак-альминского горизонта.

4. Нижнеюрские (плинсбахские) вулканогенные горизонты среднего—кислого состава приурочены к Лозовской зоне Крыма и Псеашхинской зоне Большого Кавказа. Обе зоны в ранней юре представляли собой северные обрамления глубоководных трогов Горного Крыма и южного склона Большого Кавказа. Проявления вулканизма среднего—кислого состава связаны скорее всего с раздроблением и переплавлением пород фундамента (обломки микроклина в туфах!) при ступенчатом (по разрывам) погружении бортов трогов. Аналогичные по составу проявления раннеюрского (плинсбахского) вулканизма отмечены на Северном Кавказе и в Предкавказье, где они также связаны с блоковыми перемещениями фундамента, в частности, на бортах рифтогенных прогибов [16].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.С., Кузьмичева Е.И., Чернов В.Г. Первые находки поздне триасовых гидроидов в Горном Крыму // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1989. № 1. С. 45—51.
2. Беридзе М.А. О нижнеюрском вулканизме верховьев р.р. Авадхара и Лашипсе // Сообщ. АНГ ССР. 1968. Т. 52. № 2. С. 407—412.
3. Беридзе М.А., Адамия Ш.А., Абесадзе Г.Н. Нижняя юра // Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси, 1972. С. 22—39.
4. Болотов С.Н., Донт А.В. О новой находке *Monotis Bronn*, 1830 (*Monotidae*, *Bivalvia*) в долине р. Бодрак (Горный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1999. № 4. С. 71—74.
5. 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. 4. Геология. 1974. № 1. С. 80—87.
6. Крымгольц Г.Я., Шалимов А.И. Новые данные по стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений бассейна р. Альмы // Вестн. ЛГУ. Сер. геология и география. 1961. № 6. Вып. 1.
7. Лебединский В.И., Шалимов А.И. О вулканической деятельности нижнеюрского времени в Горном Крыму // Докл. АН СССР. 1961. Т. 140. № 1. С. 197—200.
8. Ломизе М. Г., Сомин М.Л. О ранних проявлениях юрского вулканизма на Северо-Западном Кавказе // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1962. № 6. С. 44—54.
9. Милеев В.С., Вишневецкий Л.Е., Фролов Д.К. Триасовая и юрская системы. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма // Стратиграфия мезозоя. М., 1989.
10. Мусеев А.С. О фауне и флоре триасовых отложений долины р. Салгир в Крыму // Изв. ВГРО. 1932. Т. 51. Вып. 39. С. 591—606.
11. Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., 1960.
12. Панов Д.И. Структурно-фациальное районирование Большого Кавказа на раннеальпийской стадии его развития (ранняя и средняя юра) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 1. С. 13—24.
13. Панов Д.И., Бурканов Е.И., Гайдук В.В., Илькевич Д.Г. Новые данные о геологии триасовых и юрских отложений в междуречье Маргы и Бодрака (юго-западная часть Горного Крыма) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1978. № 1. С. 47—55.
14. Панов Д.И., Гуцин А.И. Региональная стратиграфическая схема расчленения нижне-среднеюрских отложений Большого Кавказа // Историческая геология. Итоги и перспективы. М., 1987. С. 82—96.
15. Панов Д.И., Гуцин А.И., Смирнова С.Б., Стафеев А.Н. Новые данные о геологии триасовых и юрских отложений Лозовской зоны Горного Крыма в бассейне р. Бодрак // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1994. № 1. С. 47—55.
16. Панов Д.И., Стафеев А.Н., Юцис В.В. Раннеюрский этап развития Северного Кавказа и Предкавказья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 6. С. 3—14.
17. Славин В.И. Новые данные о саблынской свите в Лозовской зоне Горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1986. № 2. С. 29—35.
18. Славин В.И. Основные черты геологического строения зоны сопряжения поздних и ранних киммерид в бассейне р. Салгир в Крыму // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1982. №5. С. 68—79.
19. Славин В.И., Бызова С.Л., Добрынина В.Я. Геологическое строение Лозовской зоны в Горном Крыму // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 1. С. 43—53.
20. Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М., Щербакова М.Н. Магматические образования // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. М., 1989. С. 69—130.
21. Шалимов А.И. Юрская система, нижний отдел // Геология СССР. Т. 8. М., 1969. С. 89—99.
22. Шванов В.Н. Литостратиграфия и структура таврической свиты в бассейне р. Бодрак в Крыму // Вестн. ЛГУ. Сер. геол. 1966. № 6. Вып. 1. С. 153—156.