

УДК 551.24

Э. В. АНАНЯН, А. В. ВАРДАНЯН, Г. Р. МКРТЧЯН

К ВОПРОСУ О ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ  
ПОЯСОВ В ЗАНГЕЗУРЕ

Поскольку на территории Зангезура сочленяются две крупные тектонические единицы Армении [2, 5], изучение строения этого района приобретает первостепенное значение. Выяснение соотношения этих единиц (Зангезурский и Кафанский антиклинории) проливает свет на понимание причин тех процессов, которые происходят в настоящее время. Интересно, что самые сильные землетрясения Зангезура в 1309, 1931, 1968 гг. и др. были связаны с тектонической активностью зоны Хуступ-Гиратахского разлома, который разделяет две указанные единицы. Выяснение строения обоих бортов этого нарушения может способствовать пониманию причин Зангезурских землетрясений.

Кафанский крупный блок охватывает территорию между креп. Давид-бек и бассейном р. Акера. Здесь обнажается асимметричный Кафанский антиклинорий северо-западного простирания, в пределах которого развиты разрывные нарушения, в основном, северо-западного простирания. Густая сеть разломов центральной части брахиантиклинория придает ему мозаичное строение. Зангезурский блок охватывает территорию, заключенную между креп. Давид-бек и Зангезурским хребтом (юго-западные склоны). Западной границей блока является Дебаклишский разлом. В пределах этого блока выделяется крупная антиклинальная складка северо-западного простирания.

Обнаружение пермских и меловых отложений западнее зоны Хуступ-Гиратахского разлома, распространенных в пределах ранее предполагаемого вулканогенного девона [6], требует нового подхода при решении вопроса тектонического строения и развития региона. На основании этих же фактов приходится воздержаться от идеи, представляющей зону Хуступ-Гиратахского разлома активно действующей во всех геотектонических циклах.

Вкрест простирания указанного разлома, нами была составлена серия профилей (одни из них сквозной), с целью выяснения структурных особенностей района. Эти профили были составлены в следующих пунктах: по линии Зангезурский хребет, через с. Ернадзор—кр. Давид-бек—с. Агарак до административной границы с Азерб. ССР; по руслу р. Дармазур; по склону г. Хачкар (в районе с. Гехи); по долине р. Кахурд (р-н с. Кирс), севернее с. Шишкерт; на Эрнадзорском перевале: у сс. Ньюади и Швандзор (г. Савакар и по руслу р. Шавзир); на восточном склоне г. Чамбаки (Мегринский район) и др., некоторые из которых мы приводим ниже.

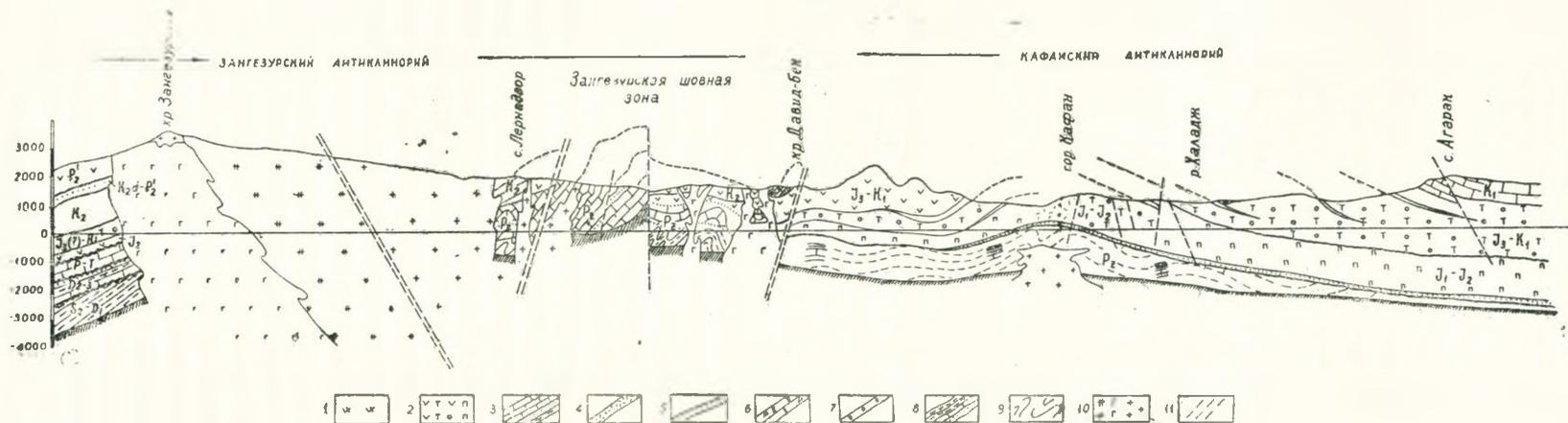


Рис. 1. Профиль 1 1. Четвертичные базальты 2. Вулканогенные породы (порфириты, лавобрекции, туфобрекции). 3. Известняки, песчаные известняки, глинистые известняки. 4. Кварциты 5. Песчаники и другие терригенные образования 6. Роговики. 7. Конгломаты. 8. Метаморфизованные породы (различные сланцы). 9. Метаморфический комплекс 10. Интрузивные образования (гранодиориты, монзониты, граносиениты). 11. Зоны разрывных нарушений.

Профиль I (рис. 1), составленный с участием Р. Т. Джрбашяна, охватывает Кафанский брахантиклинорий, приразломную полосу Хустун-Гиратахского разлома и западнее до границы с Нахичеванской АССР.

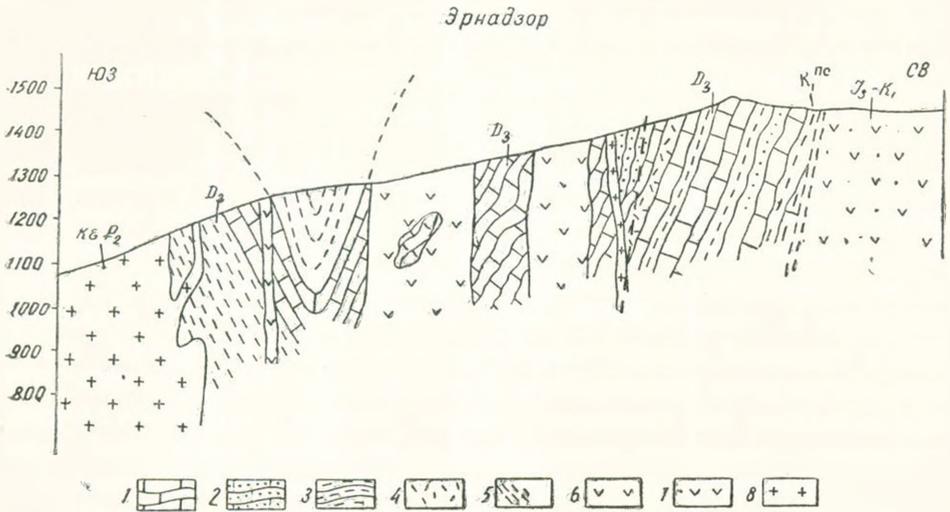


Рис. 2. Профиль II. 1. Известняки. 2. Песчаники. 3. Глинистые сланцы. 4. Кварциты. 5. Амфиболиты и слюдяные сланцы. 6. Порфириды палеозоя. 7. Порфириды юры. 8. Кислые породы.

Здесь присутствуют осадочные отложения палеозоя, вулканогенно-осадочные образования юры, терригенные отложения нижнего мела (неоком) и вулканогенные породы верхнего мела и среднего эоцена [3].

У крепости Давид-бек обнажаются породы титона—среднего валанжина, темно-серого цвета с фиолетовым оттенком, плотные, местами трещиноватые. Они обнажаются, в основном, в зоне разлома, на самой границе геотектонических зон. На них налегает свита сильно рассланцованных известняков, песчаников, сланцев. В них внедрены тела диорит-порфиров и дацитов. Общая мощность этой свиты составляет около 600 м. В известковых прослоях свиты наблюдается прекрасно выраженная дисгармоничная складчатость со следами пластического течения материала. Местами породы сильно мраморизованы и изменены. При сравнении этих пород с одновозрастными у с. Верич Гиратах обнаруживается полное сходство как по литологическому составу, так и по степени дислоцированности пород на обоих бортах Хустун-Гиратахского разлома. Появление сланцев в этой пачке к западу можно объяснить процессом динамометаморфизма несчанитых пород, связанных с подвижками по шовной зоне разлома. Следует отметить, что эта пачка с некоторыми перерывами протягивается до Эриадзорского перевала (рис. 2) в Мегринском районе, где она представлена теми же разновидностями пород. У с. Давид-бек фиксируется только один шов зоны разлома, мощностью около 3 м. У Эриадзорского перевала мощ-

ность приконтактной измененной зоны около 20—25 м с сильным раздроблением верхнеюрских туфокогломератов и туфобрекчий андезитовых порфиритов. Северо-восточнее разлома разрез верхнеюрских об-

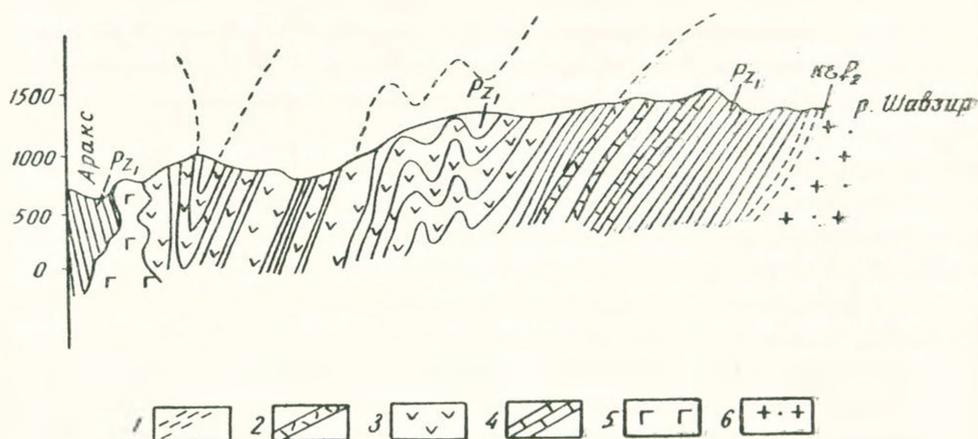


Рис. 3. Профиль III. 1. Слюдистые сланцы. 2. Кварциты. 3. Раделанованные порфириты. 4. Известняки. 5. Основные интрузии. 6. Граниты.

разований начинается серо-фиолетовыми порфиритами, которые перекрываются заохренными, местами ожелезненными известняками светло-серого цвета. Падение слоев на юго-запад, под углом 50—60°, мощность пачки составляет около 25 м. Вверх по разрезу степень измененности осадочных пород, представленных мраморизованными известняками, постепенно уменьшается. Известняки образуют мелкие дисгармоничные складки, иногда с вертикальными шарнирами. Они как по своему облику, так и дислоцированности очень похожи на известняки, выступающие у с.с. Гехи и Давид-бек. Падение слоев юго-западное, под углом 45—90°.

Сходную картину мы наблюдаем также в районе с. Шишкерт.

В указанных трех разрезах встречающиеся вулканогенные образования сильно отличаются от вулканогенных пород как верхней юры (хуступ-чимянская свита), так и эоцена (байбуганская). Они по внешнему облику как-будто переходные от туфобрекчий и туфокогломератов верхней юры к эоценовым монотонным порфиритам и, по всей вероятности, соответствуют породам сраберд-такцарской свиты ( $K_2st$ ), обнажающимся на северо-западной периклинали Кафанского брахиантиклинория.

Как видно, поле распространения (по разрезу) указанной вулканогенной толщи вместе с внедренными телами имеет ширину около 4300 м. Представить такую истинную мощность для сантонских пород нелогично [1]. Следовательно, остается два варианта:

1. Если допустить, что толщина сильно перемята, то для объяснения 350-метровой мощности толщи в интервале от с. Давид-бек до пермских известняков (см. разрез) надо иметь, по крайней мере, 5 изоклинальных антиклиналей и синклиналей, шириной 350—400 м. Даже если допус-

тить, что мощность сраберд-такцарской свиты к западу и юго-западу увеличивается до 600—700 м, то в этом случае понадобились бы минимум три изоклиналильные складки, шириной 700 м. По нашему убеждению, вулканогенные образования этой толщи ни при каких условиях не могли образовать такие изоклиналильные складки. При очень активных тектонических подвижках эта толща должна была раздробиться, а не образовать складки.

В статье А. А. Белова [4] указывается 1000-метровая мощность указанной толщи. По вышеуказанным причинам эта цифра явно завышена, по меньшей мере, на 300—400 м. Наши исследования показали, что по всему разрезу нигде не наблюдаются следы изоклиналильных структур в данной вулканогенной толще.

2. Поскольку в разрезе Давид-бек—Лернадзор мы не наблюдаем никаких складок (тем более изоклиналильных), и мощность толщи на территории Кафанского брахиангиклинория до 600—650 м (наиболее приемлемая мощность пород для сантонского вулканизма с учетом увеличения мощности толщи с северо-востока на юго-запад), следовательно, здесь мы имеем менее мощную толщу вулканогенных образований, чем предполагается [1].

Что касается кажущейся перемежаемости дацитовых и диоритовых порфиритов с осадочными образованиями у с. с. Давид-бек, Шишкерт, Эрнадзорского перевала и др., то это можно объяснить внедрением тел указанных пород по межпластовым пространствам в осадочные образования, тем более, что процесс внедрения происходил в активной зоне.

По нашему мнению, к этой толще относятся также породы, которые обнажаются к востоку от русла р. Лернадзор и представлены андезитовыми, андезито-дацитовыми порфиритами, образовавшимися за счет этих пород под воздействием Лернадзорской интрузии. Контакт с нижележащими меловыми (западнее русла р. Лернадзор) известняками, сланцами и пр. осадочными образованиями—тектонический. Все породы указанной вулканогенной толщи сильно раздроблены разломами и мелкими трещинами, в основном, северо-западного простирания.

Следует особо остановиться на довольно мощной толще, сложенной битуминозными, песчанистыми, мраморизованными известняками, песчаниками, мраморами и кварцитами, мощностью около 2,3—2,5 км.

В бассейне р. Гехи в массивных, битуминозных известняках О. П. Гуюмджяном [6], А. А. Беловым [4], а также нами были найдены колоннальные кораллы и фузулиниды пермского возраста. Породы перми широкой полосой с перерывами протягиваются от с. Шишкерт до г. Пирамзасар; далее обнажаются у с. Гехи, в русле реки Дармазур, выклиниваясь к северу. Мощность толщи у с. Гехи 750 м, а в районе с. Шишкерт мощность толщи уменьшается. Известняки перми благодаря пластичности образуют множество мелких складок, которые в общем плане можно представить в виде дисгармоничной складчатости на крыле наклонной крупной структуры, сложенной породами палеозоя. В разрезах Лернадзор—Давид-бек, г. Хачкар, р. Дармазур и Шишкерт из-под мас-

сивных битуминозных известняков выступают верхнедевонские глинистые сланцы, известняки и кварциты. По-видимому, к девонской толще относятся также полосчатые известняки и кварциты северо-восточной части разреза г. Хачкар. Они прорываются мелкими субвулканическими телами и дайками, часть которых является корнями излияний меловых вулканогенных пород (у с. Гехи, в ущелье р. Дармазур и др.).

Следует коротко остановиться и на наличии метаморфических пород в пределах Южного Загезура (проводятся разрезы у с.с. Ньюади и Шванидзор) (рис. 3). Обнажаясь на территории от с. Алдара до с. Ньюади, метаморфические породы переходят на территорию Иранского Карадага. Здесь простирание слоев северо-восточное, с углом падения 50—70°. В районе с. Ужтобии (Иран) они уходят под более молодые образования, слагая периклиналиную часть антиклинальной складки. Породы представлены амфиболовыми, хлорит-амфиболовыми сланцами. Местами сланцы постепенно переходят в порфириды. Этот факт доказывает, что указанные метаморфические породы образовались за счет порфиридов, вследствие регионального метаморфизма. В них наблюдаются пачки известняков, песчаников, которые сильно рассланцованы с прекрасно выраженным явлением разлитообразования. Следует отметить также, что степень метаморфизованности пород усиливается с юго-запада на северо-восток. При сравнении этих пород с палеозойскими и допалеозойскими образованиями Северного Ирана [7] выясняется, что аналогичные породы на территории Ирана датируются как инфракембрий.

Наличие образований девона, перми и триаса (?) говорит о довольно большом градиенте абсолютного прогибания области в герцинском цикле.

Начало альпийского этапа развития для Кафанской зоны ознаменовалось установлением эвгеосинклиналиного режима, в то время как юго-западнее зоны Хуступ-Гиратахского разлома существовал геоантиклинальный режим. Пожалуй, это единственный по своей устойчивости этап геоантиклинального режима на территории западной зоны Хуступ-Гиратахского разлома в общей истории геотектонического развития Загезура.

Разнонаправленные движения тектонических зон Загезура в некоторой степени нивелируются образованием сраберд-таксарской свиты, залегающей на обоих крыльях разлома.

Наличие неокома на обоих крыльях Хуступ-Гиратахского разлома свидетельствует о слабых тектонических блоковых подвижках по этой зоне в указанное время. Однако, в дальнейшем происходит некоторое оживление этих процессов, в особенности в палеогене и неогене, а также в четвертичное время, что подтверждается и разной интенсивностью проявления эффузивного вулканизма.

Таким образом, наблюдаемая ныне активность территории Загезура имеет длительную историю. Она начинается в палеозое в связи с заложением зоны Хуступ-Гиратахского разлома. Временами эта актив-

ность проявляется разной ингенсивностью, как это явствует и из под-  
вижек по этой зоне на современном этапе развития региона.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 7.1.1975.

Է. Վ. ԱՆԱՆՅԱՆ, Ա. Վ. ՎԱՐԳԱՆՅԱՆ, Հ. Ռ. ՄԿՐՏՉՅԱՆ

## ՋԱՆԿԵԶՈՒՐՈՒՄ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԳՈՏԻՆԵՐԻ ՀԱՐԱԿՑՄԱՆ ՀԱՐՑԻ ՄԱՍԻՆ

### Ա մ փ ռ փ ռ ւ մ

Փաստացի նյութերի մանրամասն վերլուծությունից պարզվել է, որ Ջան-  
գեղուրի և Ղափանի անտիկլինորային կառուցվածքների սահման հանդիսա-  
ցող խուստուփ-Գիրաթաղի խորքային խախտման զոնայից անմիջապես արև-  
մուտք և արևելք մերկանում են կավճի ուժեղ ծալքավորված նստվածքային  
(նեոկոմ) և համարյա շծալքավորված հրաբխա-բեկորային (սանտոն) ապար-  
ներ:

Վերին պալեոզոյի ուժեղ ծալքավորված նստվածքային առաջացումները  
մերկանում են խոշոր անտիկլինալային ծալքի գոթեթային մասում, ինչպես  
նաև նշված խզման տարածմանը զուգահեռ (Նյուվաղի, Շիշկերտ, Էրնաձոր)  
կետերում և ներկաչացված են թև նստվածքային (D<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>, T (?)), և թև հրա-  
բխածին, մետամորֆացված ՔՄ առաջացումներով: Հոդվածում բերված մի-  
բանի կտրվածքների հիման վրա փորձ է արված պարզելու հարակցման զո-  
նայի կառուցվածքային առանձնահատկությունները:

Նշված խզումնային զոնայում ներկայիս սեյսմիկ ակտիվությունը բա-  
ցատրվում է այդ զոնայի առաջացման և ձևավորման ժամանակից ի վեր կա-  
տարվող տեկտոնական ակտիվությամբ:

### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Загзе-  
зура. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. «Айпетрат», Ереван, 1958.
3. Барсегян В. Б., Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П., Торосян Р. А.  
Новые данные по геологии южного Загзеура. Известия АН Арм. ССР, Науки  
о Земле, № 4, 1972.
4. Белов А. А. Стратиграфия и структура метаморфизованных и осадочных компо-  
нентов зоны Анкавано-Загзеурского разлома в юго-восточной Армении. БМОИП,  
Отд. геол., т. XLIV (1), 1969.
5. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН Арм. ССР. Ере-  
ван, 1959.
6. Гукюмджян О. П. Об обнаружении пермских отложений в Загзеуре (Армянская  
ССР). ДАН Арм. ССР, т. 37, № 5, 1963.
7. Степанов Д. Я. Стратиграфия палеозоя Ирана. БМОИП, отд. геолог., т. XLIV (1),  
1969.