

ПРИРОДА И СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-АНАТОЛИЙСКО-МАЛОКАВКАЗСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО УЗЛА

© 2000 г. Г. А. Туманян

*ИГИС, Гарнийская геофизическая обсерватория НАН РА
375019 Ереван, пр Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 16.02.99.*

Дугообразный тектонический узел северной части Армянского нагорья образовался в мезокайнозое в пределах Транскавказской зоны, в результате многостадийного движения тектонических блоков во встречном антикавказском (СВ и ЮЗ) направлении. По степени складчатости и сейсмоактивности отчетливо выделяется развивающийся на фрагменте океанической коры Западно-Базумско-Ширакский трехступенчато-горстообразно приподнятый шовный антиклинорий. В неоген-нижнечетвертичное время, в результате образования Меграшатского (Северо-Анатолийского) меланжа, происходило надвигание понтийских структур в ЮЮВ направлении. Эти процессы сопровождались изменением простирания структур от общекавказского в Малокавказской зоне до антикавказского в Понтийской, а также перекрытием и выклиниванием мегантиклинория Малого Кавказа.

Основными структурными единицами Армянского нагорья являются ограничивающие его с севера Малокавказская и Восточно-Понтийская, а с юга – Таврская складчатые зоны и расположенное между ними Центрально – Армянское складчато-глыбовое сооружение [15]. Через Хой-Мерендское (оз. Урмия) и Эрзрум-Эрзинджанское сближения складчатых зон оно переходит к аналогичным Иранской и Анатолийской структурам, слагая Центрально-Армянско-Анатолийскую и Иранскую микроплиту [5], или Анатолийско-Армяно-Иранский субконтинент [2]. Сильно тектонизированное Центрально-Армянское вулканическое нагорье по характеру складчатости, степени раздробленности и масштабу проявления орогенного вулканизма существенно отличается от соседних частей указанной микроплиты и, по-видимому, его следует выделять как самостоятельную структуру.

Структуры субширотного простирания краевых участков сближений складчатых зон Армянского нагорья переходят от ЗСЗ 285-300° и ВСВ 70-90° к общекавказским (310-340°) простираниям в Малокавказской и к антикавказским (40-60°) в Понтийской зоне. Они слагают Малокавказский (Северо-Армянский) тектонический узел, представленный Базум-Ширакской дугой и Сомхето-Меграшатским дугообразным тектоническим узлом. Переход между отмеченными разноориентированными структурами происходит через серию разломов Джавахетского хребта.

По мнению большинства исследователей [2, 5, 15, 18], Восточно-Понтийские и Малокавказские структуры, дугообразно изгибаясь и кулисообразно причленяясь, переходят друг в друга. Существует также мнение, что мегантиклинорий Малого Кавказа не имеет структурно-формационных аналогов в пределах внутренней Анатолии [2, 11]. Некоторые авторы, на основе космофотогеологических данных, выделяют Чорох-Триалети-Кировабад-Степанакертскую дугообразную структуру концентрации сдвиговых деформаций, в дуговой изгиб которой упирается мегантиклинорий Малого Кавказа, не имея продолжения на запад [11, рис.45].

Сейсмоактивность Спитак-Гюмрийской полосы объясняется при-

уроченностью к Базумской субширотной шовной зоне и участкам развития вулканотектонических структур, ограниченным поперечным разломом [6], а также наличием Западно-Базумского фрагмента океанической коры [13].

Материалы региональных профильных геолого-геофизических исследований [20,21], крупномасштабных геолого-съёмочных работ, геологического дешифрирования аэровысотных и космических фотоснимков и результаты исследований Спитак-Гюмрийской сейсмоактивной зоны [3] вместе с литературными данными дают основание рассмотреть те особенности строения, которые являются ключевыми и для решения сейсмотектонических задач дугообразного тектонического узла северной части Армянского нагорья, известного также как Северо-Армянская дуга [9].

Строение и взаимоотношение структур

Тектонический узел расположен в зоне развития антикавказских разломов Транскавказского (Арарат-Казбекского или Дзирульского выступов – оз. Ван [15]), а в пределах Армянского нагорья – Арарат-Локского [9,5,17] поперечного поднятия, ограниченного Джавахето-Немрутским (оз. Парвана – оз. Ван) и Арарат-Арагац-Лалварским линейными элементами. Восточный из этих линейных элементов на юге и севере представлен Арагацким и Алавердским тектоническими блоками, клинообразно направленными на СВ [20], а в средней части – серией разломов, прослеженных по полосе Спитак-Ванадзор-Базум-Пушкинский перевал (южный склон) – Опарци шириной 5-6 км (рис.1). По отмеченной полосе развития “скрытых” или фрагментарно выраженных антикавказских разломов ЮЗ-СВ простирания Базум-Ширакская близширотная дуговая шовная зона делится на Восточно-Базумский и Западно-Базумский блоки, отличающиеся по степени сжатия, складчатости, характеру магматизма и структурно-формационным комплексам.

Восточно-Базумская пологозалегающая антиклиналь горстообразно приподнята, сдвинута и надвинута на соседние структуры (рис.1). Она сложена среднеэоценовыми калийными и щелочно-калиевыми вулканическими и вулканогенно-осадочными образованиями и крупными дайкообразными гранитоидными массивами (Геджалинская интрузия) (1), приуроченными к осевой полосе этой структуры.

Западно-Базумский горст, имеющий, по нашим данным, трехступенчатое строение (рис.1), характеризуется очень интенсивной (падение 0-90°), иногда инверсионной, опрокинутой и в основном прерывистой складчатостью, развитием по четырем антиклинальным и синклинальным структурам, магматизмом основного и среднекислого состава, а в зонах максимального смятия – породами офиолитовой ассоциации, а также скучиванием и слиянием с продолжениями Кармракарской, Ширакской и Амасийской структурно-формационных зон.

Восточно- и Западно-Базумские структуры соответственно отличаются близкими к нулевым, реже положительными (0,5) и отчетливо выраженными положительными (2-4) высотными (4км) аэромагнитными значениями. По сейсмометрическим данным, уверенно (в пределах допустимого предела разброса) и неуверенно (с большими пределами разброса скорости сейсмических волн) выделяются верхние границы доальпийского метаморфического фундамента [8].

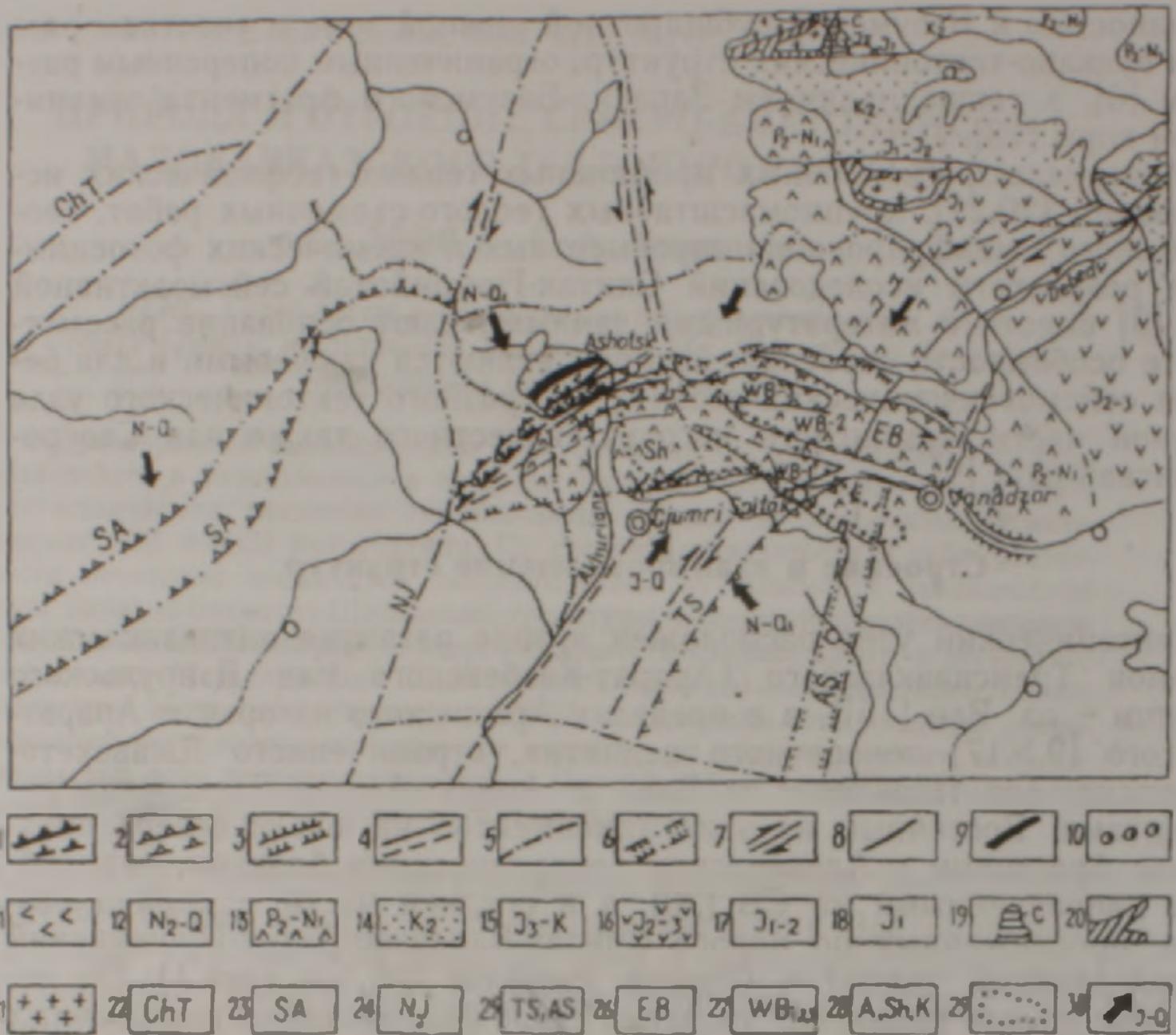


Рис. 1. Схема разломной тектоники Северо-Анатолийско-Малокавказского дугообразного тектонического узла и сопредельных структур. Усл. обозначения: 1. Пологие надвиги фронтальной части внешней оболочки Меграшатского (Ашоцкого) меланжа (прослеженные и предполагаемые). 2. Надвиги. 3. Взбросы. 4. Многостадийно развитые разломы сбросового, взбросового, надвигового и сдвигового характеров. 5. Линеаменты. 6. Зона разлома по гравиметрическим и аэромагнитным данным. 7. Сдвиги. 8. Зоны разломов, выраженные породами офиолитовой ассоциации. 9. Зоны развития серпентинизированных ультраосновных пород и габбро-перидотитовых массивов. 10. Зона внешней (фронтальной) оболочки Меграшатского меланжа. 11. Дациты в зоне Меграшатского меланжа. 12. Неоген-четвертичный покровный вулканогенный, озерный и аллювиально-делювиальный комплекс. 13-19. Складчатые комплексы: эоцен-олигоцен-нижнемиоценовый (13), верхнемеловой (14), верхнеюрско-нижнемеловой (15), средне-верхнеюрский (16), нижне-среднеюрский (доверхнебайосский) [17], нижнеюрский (18), палеозойский (карбон) (19). 20. Гранитно-метаморфический комплекс верхнего протерозоя-нижнего палеозоя. 21. Гранитоиды палеозойские. 22-25. Линеаменты: Чорох-Триалетский (22), Северо-Анатолийский (23), Немрут-Джавахетский (24), Талин-Спитакский (25), Арарат-Спитакский (25). 26-27. Горсты, Восточно-Базумский и Западно-Базумский, первая, вторая и третья ступени. 28. Амасийская антиклиналь. Ширакский синклинорий, Кармракарская антиклиналь. 29. Границы развития афтершоковой зоны землетрясения Спитак-88. 30. Основные направления и определенный промежуток времени движений тектонических блоков земной коры.

Приведенные геолого-геофизические данные, дающие суммарную характеристику, в которой преобладает влияние доальпийского основания, указывают, что Восточно-Базумский и Западно-Базумо-Ширакский тектонические блоки представлены зрелой континентальной (гранитно-метаморфической) и сильно тектонизированной океанической, возможно переходной корой. Эти блоки являются СВ выступом Центрально-Армянской континентальной микроплиты и останцем фрагмента

ступень Западно-Базумского горста, заложенная, по-видимому, после относительной консолидации вышеотмеченных двух в нижнечетвертичное время, была выделена профильными геолого-геофизическими исследованиями по линиям г.Спитак – р.Чичхан и сс.Гюлагарак – Новосельцово (по ущелью р. Дзорагет), в качестве разломов глубокого заложения, скрытых соответственно под палеогеновыми и неоген-нижнечетвертичными образованиями [20]. Землетрясение Спитак-88 сопровождалось выходом на поверхность Спитак-Чичханского взбросо-сдвига [7,9].

По простиранию Базумская палеогеновая и Сомхето-Карабахская мезозойская антиклинорные зоны от общекавказских (СЗ 310-320°) Восточно-Базумской и Алавердской структур по разломам транскавказской серии переходят к Западно-Базумской и Локской структурам субширотного простирания. При этом образования эоцена Лорийского синклинория СЗ 330-340° простирания с ЮВ на СЗ постепенно трансгрессивно перекрывают ЮЗ крыло, ЮЗ присводовую часть Алавердского антиклинория, ЮЗ часть Лалварского клинообразного тектонического блока. Затем вкрест простирания они полностью перекрывают западную часть Локского антиклинория и погружаются под неоген-четвертичный покровный вулканогенный комплекс Джавахетского хребта (рис.1).

Джавахетская серия разломов (рис.1), возникшая на границе структур субширотного (270-280°) и антикавказского (40-60°) простираний, на севере трассируется меридионально расположенными вулканами Джавахетского хребта и на юге служит восточной границей Гюмрийской котловины. В средней части на границе Базумской и Ширакской групп структур она выражена фрагментарно.

Западнее Джавахетской серии разломов, с юга на север выделяются разграниченные Овуни-Кармракар-Джаджурским и Мумухан-Красарским фрагментами межзональных разломов переходные дугообразные части Центрально-Армянской микроплиты и Севано-Ширакской шовной зоны Малого Кавказа, а также надвинутая на них Меграшатская меланжевая зона [21].

Севано-Ширакская синклинорная зона в своей центральной части (Ширакский хребет) представлена Капс-Цогамаргской и Кети-Торосгюхской синклиналями и Овуни-Лернанцской антиклиналью, сложенными флишеподобной свитой среднего эоцена. Краевые части синклинория представлены Кармракар-Джаджурской и Амасийской сложными антиклиналями, являющимися структурным продолжением Спитак-Чичханской антиклинали и верхней ступени Базумского горста. Отметим одновременно, что Ширакская группа структур соответствует средней ступени Западно-Базумского горста. Все структуры описываемого участка простираются в СВ 50-60° направлении, слагая западную часть Базум-Ширакской дуговой шовной зоны.

Кармракар-Джаджурская асимметричная приразломная антиклиналь представлена сильно сжатым и крутопадающим ЮВ и сравнительно подогопадающим СЗ крыльями, сложенными соответственно отложениями нижнего-среднего эоцена и верхнего мела. В ядре антиклинали шириной около 400 м прослеживается зона развития пород офиолитовой ассоциации, с СЗ на ЮВ представленная серпентинизированными перидотитами, сланцеватыми амфиболитами, уралитизированными габбро и перидотитами, которые вместе с верхнемеловыми отложениями взброшены в ЮВ направлении на терригенно-туфогенный флиш нижнего-среднего эоцена. Последний по близвертикальному Кармракар-Джаджурскому разлому, выраженному зоной раздробленных и

измененных пород, а местами крупной диабазовой дайкой, также взброшен в ЮВ направлении на развивающуюся в краевой части Центрально-Армянской микроплиты, близвертикально залегающую туфоосадочную грубообломочную свиту верхнего миоцена – нижнего плиоцена Гюмрийской котловины [21]. Все описываемые структуры и образования у села Кармракар (Дарбанд) перекрыты раннечетвертными субгоризонтальными потоками андезитов и туфолав.

Амасийская сложная антиклиналь, являющаяся западным продолжением верхней ступени Западно-Базумского горста, сложена верхнеюрско-нижнемеловыми глубоководными отложениями. Она приподнята и надвинута на соседние структуры, ограничиваясь встречными по падению разломами, которые сопровождаются зонами серпентинизированных ультраосновных пород, разнообразных тектонокластов – спилитов, метасоматитов и измененных известняков [21]. Эта структура, расположенная непосредственно на фронтальной части Меграшатского меланжа, надвинута в ЮВ направлении и опрокинута [21].

Отмеченные Кармракарская, Ширакская и Амасийская структуры и Меграшатский габбро-перидотитовый массив, соответственно СВ 50-60° и 40-55° простирания граничат по Ашоцкой (Мумухан-Красарской) зоне СВ 60-70° простирания пологих надвигов (углы падения 25-30°, иногда 40-45°). Эта зона мощностью от 50 до 2000 м сложена блоками размерами от 2х0.8 км до обломков мельчайших размеров, представленными породами гранитно-метаморфического комплекса, сильно рассланцованными преимущественно близвертикально залегающими образованиями мела и эоцена с продуктами размыва ультраосновных пород, перемятыми андезито-базальтами, метасоматически замещенными известняками и породами офиолитовой ассоциации [21]. Отмеченные образования Ашоцкой зоны считаются оболочкой меланжа, захваченной в процессе позднейших тектонических движений [19]. Кристаллические сланцы Амасийского района [1,14,21], прослеженные в указанной зоне на расстоянии около 2 км полосой, шириной 0,1-1,5 км, в ущелье р.Ахурян на глубине выклиниваются и являются тектоническим отторженцем [14, 21]. Кроме того, наличие гравелитов эоцена с обломками вышележащих пород свидетельствует о том, что здесь развивается обратная градационная слоистость: на фронтальной части Ашоцкой зоны внешней оболочки меланжа буровая скважина (N8 – Амасия, профиль I) [21] подсекла структуру, по-видимому, являющуюся перемещенным продолжением Лорийского синклинория [21].

Прослеженный между с.с. Мумухан-Красар серпентинитовый меланж СВ 40-55° простирания и внешняя оболочка СВ 60-70° простирания, падающие на СЗ 320-340° под углами 22-55°, согласно аэрокосмической информации, далее на СВ продолжают до Карахачского перевала. На ЮЗ они смещены Джавахет-Немрутским линеamentом и далее протягиваются по водоразделу верховьев рек Кура и Карс, по водоразделу верховья реки Аракс и среднего течения реки Чорох (по горным цепям Чилдыр-Аллахюэкбер-Чахир СВ 40-60° простирания) до восточных ветвей Северо-Анатолийского сдвига [10]. При этом Меграшатская меланжевая зона с СВ на ЮЗ постепенно перекрывает структурное продолжение Лорийского эоцен-нижнемиоценового синклинория, погребенного под ним Локского антиклинория, затем Амасийский горст и сопутствующие зоны развития ультраосновных пород, Ширакский синклинорий. Согласно аэрокосмической информации, прослеживаемый меланж соединяется с зоной Спитак-Кармракарского межзонального разлома, образуя участок выклинивания мегантиклинория

Малого Кавказа (рис.1). В процессе формирования указанного тектонического покрова по образовавшимся во фронтальной части взбросам СЗ падения структуры Севано-Ширакского синклинория многоступенчато взброшены в ЮВ направлении и одновременно в результате перемещения тектонических блоков на расстоянии более 30-40 км происходило изменение простирания структур от СЗ (общекавказского) через субширотное до СВ (антикавказского) и перекрытие мегантиклинория Малого Кавказа.

Внутри меланжевой зоны указанные процессы также сопровождались многоступенчатым надвиганием друг на друга как по границам перечисленных комплексов, так и внутри них с образованиями зон развития тектонокластов и в различной степени раздробленных пород, тем самым слагая мощную (более 3,75 км) зону развития крупных тектонических брекчий и покровов. Эта зона с ЮВ на СЗ состоит из внешней оболочки меланжа, серпентинитового меланжа, габбро-перидотитового массива [1], кварцевых дацитов, второй зоны серпентинитового меланжа, турон-коньякских органогенных известняков с линзами радиоляритов, песчаников, туфопесчаников, андезито-базальтов спилитовой серии, сенонских фораминиферовых известняков и мергелей. Далее на север развиты неоген-четвертичные покровные образования.

Обобщение и региональная экстраполяция результатов

Проведенный структурный анализ на основе вышеизложенной характеристики структур, их взаимоотношений, блоковой тектоники, морфологии и состава магматических образований, определение типов основания земной коры, а также экстраполяция полученных результатов на основе литературного и аэрокосмических материалов дают основание сделать следующие заключения.

– Изменение простирания структур от субширотных (ВЮВ-ЗСЗ) на Хой-Мерендском участке сближения Малокавказской и Таврской складчатых зон до общекавказских (СЗ 310-330°) на территории Малого Кавказа происходило в мезокайнозойское многостадийно в результате движения тектонических блоков во встречном антикавказском (СВ 40-60° и ЮЗ 220-240°) направлении, при преобладании СВ. Вследствие этого образовалась многоступенчатая, горстообразно приподнятая и надвинутая на соседние структуры Базум-Ширакская шовная зона. Она представлена сильно сжатой, в общей сложности перемещенной и дугообразно-вогнутой на СВ структурой. При этом, по результатам палеомагнитных исследований [4], структурно-формационные зоны Малокавказского региона до вышеуказанной деформации имели форму пологой дуги, обращенной вершиной к ЮЗ, а сближение Большого и Малого Кавказа после позднего мела составляет 900 ± 350 км.

– На неоген-нижнечетвертичном этапе орогенеза, по-видимому, на вышеотмеченном фоне структурообразования начали доминировать тектонические движения ЮЮВ-ССЗ направлений. Образовался Меграшатский (Северо-Анатолийский) меланж, во фронтальных частях которого произошли изменения простирания Базум-Ширакской и Сомхето-Карабахской антиклинорной, а также Севано-Ширакской синклинорной зон мегантиклинория Малого Кавказа от общекавказского (СЗ 310-330°) до антикавказского простирания (СВ 40-60°), а также постепенное перекрытие всех отмеченных структур.

Описанный дугообразный тектонический узел, известный как Малокавказская дуга, почти все исследователи региона считают фронтальной дугой Аравийского синтаксиса. Однако во фронтальной части

выступа Аравийской плиты, т.е. предполагаемого участка вершины Понтийской дуги, направленной на север, по-видимому, в результате развития Северо-Анатолийского меланжа расположено Эрзрум-Эрзиджанское сближение Понтид и Таврид, слагающих направленные на север и на юг слабо выраженные дуги.

– Джавахетская серия разломов, возможно, представляющая рифтообразную структуру близмеридионального ССЗ простирания, возникла на границе перехода простирания структур от общекавказского к антикавказскому в процессе образования Меграшатского меланжа и имела лево-сдвиго-раздвиговой характер, являясь проницаемой зоной для активного развития неоген-нижнечетвертичного орогенного вулканизма.

– В результате перемещения мегантиклинория Малого Кавказа, при изгибании и изменении простирания структур (пластической деформации) на расстоянии до 25-30 км, а при образовании же разрывов на расстоянии более сотен километров, во встречном антикавказском, а затем общекавказском направлениях формируются сильно сжатые шовные зоны, структурные рисовки которых в общих чертах сохраняются, коррелируясь с относительно слабо дислоцированными структурами. Это указывает, что отмеченные процессы, кроме приповерхностных явлений, по-видимому, намного интенсивнее сопровождались тектонической расслоенностью земной коры [12]. Судя по прямой зависимости от степени дислоцированности и проявления ультраосновных пород, эта расслоенность, по-видимому, приходится на границу верхней мантии и коры.

Наличие “скрытых” под верхними структурными ярусами разломов антикавказского и отчетливо выраженного общекавказского направлений [20], соответственно слагающих боковые и фронтальные части тектонических блоков, наряду с их многостадийным и автономным развитием, объясняется тектонической расслоенностью на разных горизонтах земной коры.

Результаты исследований пространственно-временного развития землетрясения Спитак-88 [3] в общих чертах согласуются с вышесказанным. Глубина очага главного форшока составляет 44 км, главного афтершока – 8 км, а остальных нескольких тысяч афтершоков колеблется в пределах от 12 км до приповерхностных значений [3]. Согласно данным геолого-геофизических интерпретационных разрезов [8,20], предшествующие основному толчку движения блоков в виде тектонической расслоенности происходили на границах верхней мантии и коры (44-45 км), а после главного толчка – “базальтового” и “гранитного” слоев (10-14 км), метаморфического основания и складчатого комплекса земной коры (6-8 км). Эти процессы сопровождались двухсторонним сжатием и поднятием Базумской шовной зоны и образованием трещиноватости взбросо-сдвигового характера.

– Антикавказские разломы Транскавказской серии вместе с общекавказскими образуют сложную мозаику блоков земной коры и исследованного дугообразного тектонического узла северной части Армянского нагорья [17,20]. Этим объясняется продольная и поперечная зональность Базум-Ширакской шовной зоны, представленная Восточно-Базумским и Западно-Базумо-Ширакским тектоническими блоками, сложенными, соответственно, в основании зрелой континентальной корой СВ выступа Центрально-Армянской микроплиты и фрагментом или останцем сильно тектонизированной океанической коры.

Вышеотмеченные разнохарактерные и разнонаправленные тектонические движения блоков земной коры рассматриваемого региона с раз-

личной интенсивностью происходили и происходят на границах развивающегося на сильно тектонизированной океанической коре Западно-Базумо-Ширакского тектонического блока. В средне-верхнечетвертичное и современное время отмеченные тектонические движения привели к миграции Арчут-Урасарского олигоцен-миоценового надвига средней ступени Западно-Базумского горста в южном направлении до современного Спитак-Чичханского взбросо-сдвига и к образованию нижней ступени указанного трехступенчатого горста.

При этом дугообразным и несколько перемещенным на ЮЗ продолжением отмеченного современного разлома на западе является позднемиоцен – раннечетвертичный Джаджур-Кармракарский взбросо-сдвиг [2,21]. Следовательно, указанные разломы, разделенные южным продолжением Джавахетской серии разломов, действовали и действуют дифференцированно.

Приведенные выводы отчетливо фиксируются распространением и характером проявления афтершоковой зоны землетрясений Спитак-88 [6]. Эта зона, распространенная в южной части мобильного Западно-Базумо-Ширакского тектонического блока, в пределах зоны миграции Арчут-Урасар-Амасийского и Спитак-Чичхан-Джаджур-Кармракарского разломов, и сильно расширяющаяся в пределах южного продолжения разломов Джавахетской серии, по простиранию заканчивается на подступах к Меграшатскому меланжу и в зоне развития разломов серии Памб-Спитак-Ванадзор-Опарци. Последние, слагая центральную часть Арарат-Лалварской серии антикавказских разломов [20] и зафиксированные геологическими наблюдениями и геофизическими исследованиями, цепочкой афтершоков [7], геодезическими измерениями [16], разделяют Восточно- и Западно-Базумские блоки, развивающиеся на гранитно-метаморфическом и сильно тектонизированном базитовом основании. Постафтершоковые процессы происходили в Джавахетской зоне и на Ашоцком участке, расположенных в контактовой полосе Меграшатского меланжа с мегантиклинорием Малого Кавказа и примыкающих к ним частям указанного меланжа соответственно.

Таким образом, структурный анализ и его сопоставление с геофизическими исследованиями, являющимися подготовительными для проведения геолого-геодинамического картирования, палеотектонической и неотектонической реконструкций, показывают, что этим путем можно произвести тектоническое и металлогеническое районирование территории РА в продольном и поперечном направлениях, а также прогнозировать землетрясения в отношении локализации и выделения сейсмоопасных участков и зон. При этом важнейшим является выяснение характера и состава основания тектонических блоков и природы тектонической расслоенности земной коры и верхней мантии.

Работа выполнена в рамках темы 98-217, финансируемой из госбюджета РА.

ՀՅՈՒՄԻՍԱՅԻՆ ԱՆԱՏՈՒԲԱՅԻ ԵՎ ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ՀԱՆԳՈՒՅՑԻ ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔԸ ԵՎ ԲՆՈՒՅԹԸ

Հ. Ա. Թումանյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հայկական լեռնաշխարհի Հյուսիսային մասի աղբղնաձև տեկտոնական Հանգույցը առաջացել է բազմափուլ, մեզոզոյի և կայնոզոյի ժամանակաշրջաններում Հիմնականում Հակակովկասյան (40-60° և 220-260°), իսկ նեոգեն-ստորին չորրորդականում նաև

ընդհանուր կովկասյան (150-160° և 330-340°) ուղղությամբ երկկողմանի, վերջում նշված մամուռակահատվածում քստակողմ շեղման և երկրակեղևի բեկումնի ընդհանուր առմամբ դեպի Հյուսիս-արևելք, ապա հարավ-արևելք շարժումների հետևանքով: Չնայածիքս և Բազում-Շիրակի հորստանման բարձրացված անտիկլինորիումը, որի կենտրոնում (Արևմտյան Բազումի հատվածը), տարրերվում է խստաբարդ և զառիթափ ծալքի, ինչպես նաև հոսսատիճան հորստի, զարգացումով: Ջավախքի բեկվածքների հարավային մասով տարանջատված արևմտյան և արևելյան Բազումի, ինչպես նաև Շիրակի սղեղնաձև անտիկլինորիումը, հիմքում ներխույսացված է հրկրակեղևի օվկիանոսային (բազիտային) մնացորդային բեկորով և չրջակա կառուցվածքներից տարբերվում է նաև ակնհայտ սիյամոսկոտիվությամբ: Ընդ որում, նշված բեկորի հարավային, կենտրոնական հայկական միկրոսսյի սահմանային մասի խզումների տեղաշարժման (միգրացիոն) գոտին և արևմտյան Բազումի ու Շիրակի ենթարբեկորները տարանջատող Ջավախքի բեկվածքի հարավային մասը հստակ համընկնում են Սպիտակ-88 հետերկրաշարժային ցնցումների օջախների տարածման դաշտի հետ (նկար 1):

Նեոգեն-ստորին չորրորդականում զարգացել է Մեղրաշատի (Հյուսիսային Անատոլիայի) մելանժը, որը շարժվելով դեպի հարավ-արևելք և ուղեկցվելով ճակատային մասի կառուցվածքների տարածումների փոփոխությամբ ընդհանուր կովկասյանից մինչև հակակովկասյան, դեպի հարավ-արևմուտք աստիճանաբար ծածկում է Փոքր Կովկասի մեզանտիկլինորիումը, իսկ աչրոտիեզերական տվյալներով, նաև կենտրոնական Հայկական միկրոսսյի Հյուսիսային մասերը, մինչև Արաբս գետի վերին հոսանքները:

Մեղրաշատի մելանժի և Փոքր Կովկասի մեզանտիկլինորիումի լայնակի աղեղնաձև տարածումներին ուղղահայաց առաջացել են Ջավախքի բեկվածքները, որոնցով սահմանակցվում են նշված կառուցվածքները և միաժամանակ նրանք հանդիսացել են նեոգեն-չորրորդականի հրաբխային առաջացումների ակտիվ զարգացման գոտի:

NATURE AND STRUCTURE OF THE NORTH-ANATOLIAN-LESSER CAUCASIAN TECTONIC NODE

H. A. Toumanyan

Abstract

The arc-shaped tectonic node of the north part of the Armenian Upland formed in Meso-Cenozoic within the Trans-Caucasian zone as a result of multi-stage motion of tectonic blocks in the anti-Caucasian counter-motion (NE and SW). By the rate of folding and seismic activity, the West-Bazoum-Shirak junction anticlinorium developing in the oceanic crust and uplifted in a three-step horst is distinctly notable. In Neogene-Lower Quaternary period, formation of the Megrashat (North-Anatolian) melange resulted in the S-SE upthrusting of Pontian structures. Those processes were accompanied by the change of structural strike from the All-Caucasian in the Lesser Caucasian zone to the anti-Caucasian in the Pontian zone as well as by the overlap and wedging out of the Lesser Caucasus mega-anticlinorium.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С.Б., Агамалян В.А., Асланян А.Т. и др. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1980, 330 с.
2. Асланян А.Т. Основные черты геологического строения и тектонического развития Тавро-Кавказского региона. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXXVI, 1983, N3, с. 23-32.
3. Ахвердян Л.А., Амирбекян Р.В., Агаронян В.Ж., Андрюс М., Саркисян Г.Г. Пространственно-временное развитие и энергетическая характеристика аф-

- тершокового процесса Спитакского землетрясения 1988 года. ДАН РА, т.92, N4, 1991, с. 162-167.
4. Баженов М.А., Буртман В.С. Кинематика Кавказа в кайнозое по палеомагнитным данным. III семинар-школа «Геодинамика Кавказа». 6-11/10 1986г., Ереван (тезисы докладов), с.17.
 5. Габриелян А.А. Сейсмотектоника Армянского нагорья и сопредельных регионов. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, N4, с.19-29.
 6. Григорян С.В., Джрбашян Р.Т., Карапетян А.И., Караханян А.С., Сатян М.А. Геологическое строение и сейсмотектонические особенности Спитакского землетрясения. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, N 3, с.3-12.
 7. Геодакян Э.Г. Анализ процесса вспаривания очаговой зоны Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 года. Сб. науч. трудов конф., посв. 90-летию академика А.Г.Назарова. 1-4/06.1998г. Гюмри, с.241-248.
 8. Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М. Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении. Сов. геология, 1976, N 3, с.127-133.
 9. Караханян А.С. Результаты наземного и аэрокосмического изучения активных разломов и сейсмогенных деформаций Спитакского землетрясения 1988г. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, N3, с.20-24.
 10. Короновский Н.В., Ломизе М.Г., Галкин В.А., Зайцев В.А. Соотношение офиолитовых структур и активных разломов к западу от Аравийского клина. Вестн. Моск. ун-та, сер. 4, Геология, 2000, N1, с.13-25.
 11. Копп М.Л., Расцветаев Л.М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его геодинамическая интерпретация. В кн.: Проблемы глобальной корреляции геологических явлений (глава VI). Труды ГИН АН СССР, вып. 340, М.: Наука, 1980, 1 лист (рис. 4).
 12. Макаров В.И., Грифонов В.Г., Шукин Ю.К., Кучай В.К., Кулагин Н.Е. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982, 113 с.
 13. Меликян Л.С. Литосферно-коровые неоднородности и Спитакский сейсмоактивный узел. Сб. науч. трудов конф., посв. 90-летию академика А.Г.Назарова. 1-4/06.1998г. Гюмри, с.371-375.
 14. Меликсетян Б.М., Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Изотопно-геохимические и геохронологические исследования эклогит-амфиболитов, ассоциирующих с офиолитами Севано-Амасийского пояса (Амасийский массив). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, N1, с.3-22.
 15. Милановский Е.Е., Короновский Г.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Наука, 1973, 279 с.
 16. Оганесян А.О. Ретроспективный анализ геодезических данных района Спитакского землетрясения. Сб. науч. трудов. конф., посв. 90-летию академика А.Г.Назарова. 1-4/06. 1998г. Гюмри, с.282-288.
 17. Саркисян О.А., Волчанская И.К. О блоковом строении территории Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1973, N 4, с.6-19.
 18. Сатян М.А. Офиолитовые прогибы мезотетиса. Ереван. Изд. АН АрмССР, 1984, 195 с.
 19. Соколов С.Д. Тектонический меланж Амасийского района (Малый Кавказ). Геотектоника, 1974, N 1, с. 69-77.
 20. Туманян Г.А. О тектонике Арарат-Лалварской зоны сочленения разнохарактерных структур (профиль Октемберян-Лок). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, N4, с.89-90 (полный текст депонирован в ВИНТИ, 35 с.).
 21. Туманян Г.А. О природе и строении дугообразных структур Малого Кавказа (профиль Октемберян-Ленинакан-Гукасян). Геотектоника, 1986, N2, с.105-115.