

УДК 551.24

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА ЧЕРНОМОРСКО-КАВКАЗСКО-КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА И ЕЕ СООТНОШЕНИЕ СО СТРОЕНИЕМ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

© 2020 г. В. Г. Трифонов¹, *, С. Ю. Соколов¹, С. А. Соколов¹, Х. Хессами²

¹Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, 119017, Москва, Россия

²International Institute of Earthquake Engineering and Seismicity,
West Arghavan str., 26, North Dibajee, Farmanieh, Tehran, I.R., Iran

*e-mail: trifonov@ginras.ru

Поступила в редакцию 14.01.2020 г.

После доработки 30.01.2020 г.

Принята к публикации 04.02.2020 г.

На основе анализа данных по геологии Черноморско-Кавказско-Каспийского региона охарактеризованы его мезозойско-кайнозойская тектоническая зональность и ее эволюция. В ранней юре к северу от океана Мезотетис последовательно располагались — эпигерцинская подвижная область; Мезийско-Черноморско-Закавказская малая плита с докембрийско-байкальским фундаментом, подвергшимся на Малом Кавказе герцинской тектоно-магматической переработке; относительно глубоководный Крымско-Кавказско-Южнокаспийский прогиб на континентальной коре, утонявшейся по мере ее растяжения; южный край Скифской плиты с маломощными осадками. На Кавказе выделяются южный и северный склоны глубоководного осевого прогиба, где накопились мощные шельфовые отложения. В байосе, с началом субдукции на северном краю Мезотетиса, в Сомхето-Карабахской зоне и Восточном Понте, на закавказской части Мезийско-Черноморско-Закавказской плиты и на южном склоне Крымско-Кавказско-Южнокаспийского прогиба проявился островодужный вулканизм, который в Сомхето-Карабахской зоне и Восточном Понте продолжался в мелу. Область островодужного вулканизма наследовал эоценовый коллизионный вулканический пояс. Крымская часть Крымско-Кавказско-Южнокаспийского прогиба и его северный склон на Кавказе испытали киммерийские деформации, после которых до начала миоцена там накапливались шельфовые фации, тогда как в кавказско-южнокаспийской части Крымско-Кавказско-Южнокаспийского прогиба продолжалось относительно глубоководное осадконакопление. Западно-Черноморская и Восточно-Черноморская впадины растяжения возникли в мелу и развивались, заполняясь морскими отложениями позднего мела, палеогена и миоцена, на утонявшейся континентальной коре Мезийско-Черноморско-Закавказской плиты. В плиоцен—четвертичное время происходило общее прогибание и недифференцированное осадконакопление в Черном море, усилилось опускание Южного Каспия, Азово-Кубанского и Терско-Дербентского прогибов. В горных частях региона в среднем и позднем миоцене возникли многофазные разломно-складчатые деформации, которые привели к образованию дифференцированных поднятий. В плиоцен—квартере произошло общее поднятие горных сооружений. Проведенное сравнение возникшей коровой структуры со скоростными неоднородностями верхней мантии показало, что многие неоднородности стерты подлитосферными потоками, распространявшимися от Эфиопско-Афарского суперплюма. В тех объемах мантии, где интенсивность потоков ослабевала, сохранились реликты субдупцированных слэбов Неотетиса в Загросе, Мезотетиса в Нижне-Курунградской впадине и литосферы Скифской плиты, пододвинутой под Центральный Кавказ и, в меньшей степени, под Степной Крым в процессе субдукции в герцинское время.

Ключевые слова: Крым, Кавказ, Черное море, Каспийский регион, мезозой, кайнозой, тектоническая зональность, тектоническая эволюция, верхняя мантия, сейсмогеографические данные

DOI: 10.31857/S0016853X20030108

ВВЕДЕНИЕ

В предлагаемой статье проведен анализ геологических и геофизических данных о строении и мезозойско—кайнозойском тектоническом раз-

витии Черноморско-Кавказско-Каспийского региона [4, 9, 13, 28, 29, 32, 48, 52, 90]. Цель работы — выявить единую для всего региона тектоническую зональность и ее преобразования в течение мезозоя и кайнозоя, сопоставить изменяющуюся

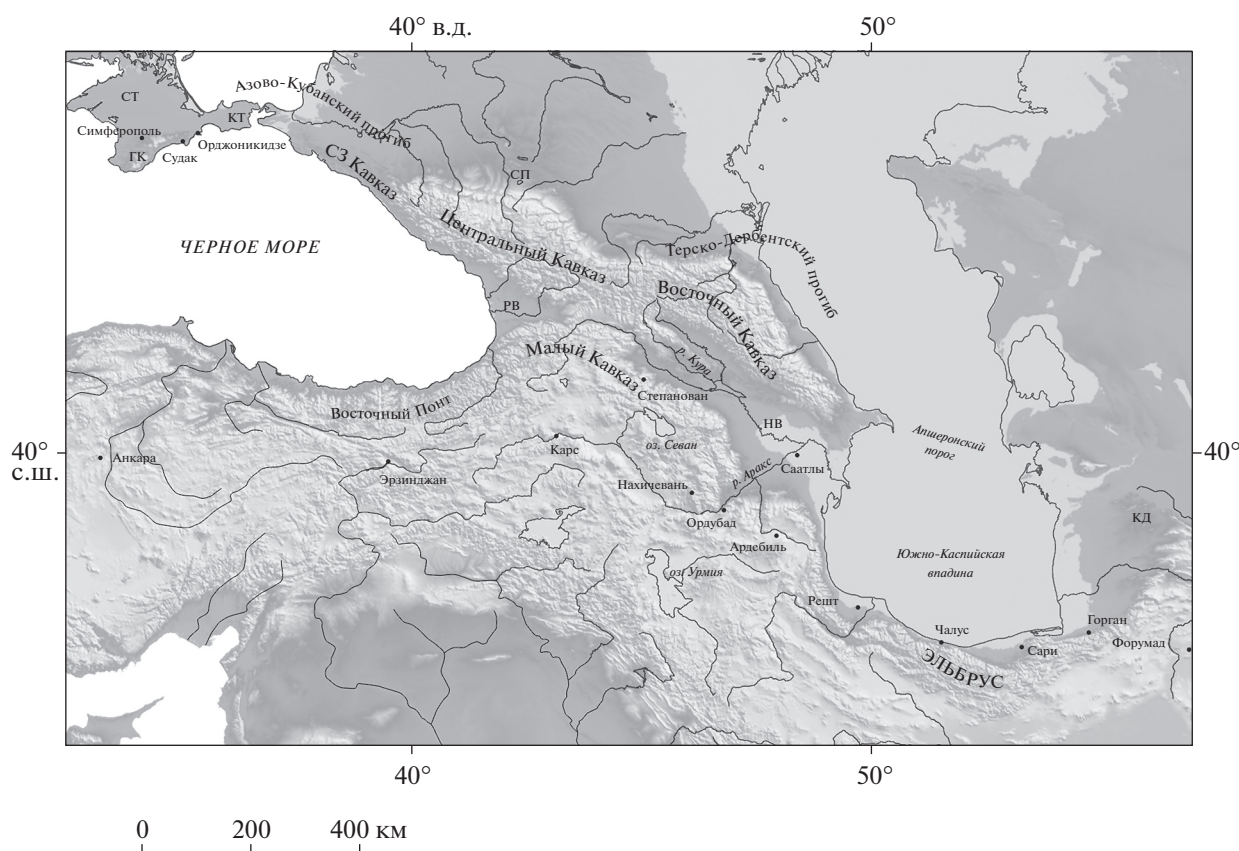


Рис. 1. Карта Восточно-Черноморско-Кавказско-Каспийского региона.

Обозначено: ГК — Горный Крым, КД — Копетдаг, КТ — Керченско-Таманская складчатая область, НВ — Нижне-Куринская впадина, РВ — Рионская впадина, СП — Ставропольское поднятие, СТ — Степной (Равнинный) Крым.

в ходе этой эволюции структуру земной коры с неоднородностями строения подлитосферной верхней мантии, определяемыми на основе сейсмографических данных [76].

Регион исследований является частью Альпийско-Гималайского складчатого пояса и охватывает восточную часть Черного моря, Горный Крым, Восточные Понтиды, Большой и Малый Кавказ, Эльбурс, Южный и частично Средний Каспий (рис. 1). На севере регион граничит со слабо деформированными частями эпипалеозойских Скифской и Туранской плит. Южной границей является сутура Мезотетиса (северной ветви Неотетиса, по [48, 86]).

Регион характеризуется продольной тектонической зональностью и поперечной сегментацией. Различаются сегменты Восточного Понта — Восточного Черноморья — Горного Крыма, Малого и Большого Кавказа, Эльбурса и Каспийского моря. Отдельные тектонические зоны разделяются на более мелкие сегменты. В слабо деформированной пограничной части Скифской плиты выделяются Азово-Кубанская и Терско-Дербентская впадины Предкавказского передового прогиба, разделенные Кавминводским выступом и

Ставропольским поднятием. Степной Крым относительно поднят по отношению к Азово-Кубанской впадине, на юге впадины обособляется Керченско-Таманская складчатая область. Большой Кавказ разделен нами на Северо-Западный, Центральный, характеризующийся выходами доюрского фундамента, и Восточный сегменты. Юго-Восточный Кавказ частично отнесен к Восточному Кавказу, а частично — к зоне Апшеронского порога Каспийского моря.

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Южное офиолитовое ограничение

Офиолитовая сутура Измир—Анкара—Эрзинджан протягивается через всю Анатолию [85]. От г. Эрзинджана сутура следует на восток и в районе г. Эрзурум раздваивается (рис. 2). Южная ветвь продолжается до г. Кагызман, где поворачивает на юго-восток, проходит вдоль юго-западного побережья оз. Урмия и соединяется с сутурой Неотетиса [69, 71]. Высказывалось мнение, что офиолиты южной ветви, вскрытые в Северо-Западном Иране, аллохтонны и обдущированы из

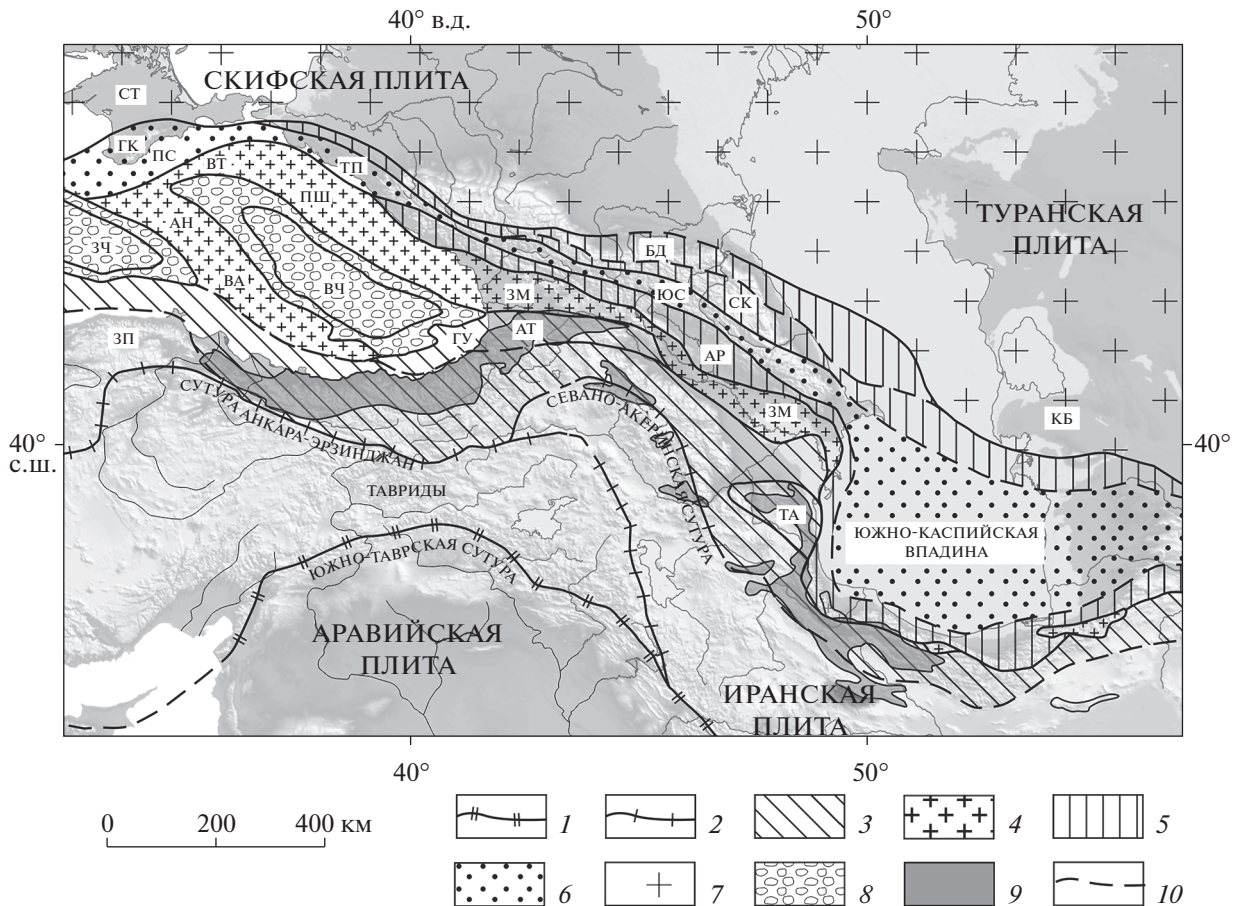


Рис. 2. Мезозой–кайнозойские тектонические зоны Черноморско-Крымско-Кавказско-Каспийского региона в их современных границах.

Зональность Черного моря показана по данным [4, 47, 87].

Обозначены: АР – Абхазо-Рачинская зона, АТ – Аджаро-Триалетская зона, БД – Балкарская зона и Известняковый Дагестан, АН – вал Андрусова, ВА – вал Архангельского, ВТ – вал Тетяева, ВЧ – Восточно-Черноморская впадина, НЗ – Главный надвиг Загроса, ГК – Горный Крым, ГУ – Гурийский прогиб, ЗМ – Закавказская микроплита, ЗЧ – Западно-Черноморская впадина, ЮС – зона Южного склона Большого Кавказа (Кавказский прогиб), КБ – Кара-Бугазский свод, МЛ – Лабино-Малкинская зона, ПШ – поднятие Шатского, ПС – прогиб Сорокина, СК – северный склон Кавказского прогиба, СТ – Степной Крым, ТА – Талыш, ТП – Туапсинский прогиб, ЮТ – Южно-Таврский надвиг.

1 – сутура Неотетиса; 2 – сутура Мезотетиса; 3 – Восточный Тавр, Сомхето-Карабахская и Аджаро-Триалетская зоны; 4 – Закавказская микроплита и ее аналоги; 5 – Крымско-Кавказский прогиб; 6 – склоны Крымско-Кавказского прогиба; 7 – Скифская и Туранская плиты; 8 – Западно-Черноморская и Восточно-Черноморская впадины; 9 – эоценовый вулканический пояс; 10 – предполагаемые продолжения сутур и границ тектонических зон

северной ветви сутуры Мезотетиса [61]. Однако структурная позиция офиолитов южной ветви между микроплитами Иранской и Таврид свидетельствует в пользу того, что южная ветвь является самостоятельным продолжением сутуры Измир–Анкара–Эрзинджан. Расположенная южнее сутура Неотетиса следует вдоль зон Южно-Таврского (Битлисского) надвига в Турции и Главного Загросского надвига в Иране [45, 57, 89]. В Тавре и Загросе завершение субдукции, т.е. закрытие реликтов Неотетиса и начало коллизии произошли в конце эоцена–олигоцене [58, 75].

Северная ветвь продолжения сутуры Измир–Анкара–Эрзинджан вскрыта западнее г. Карс и в

Базумском хребте, откуда прослеживается с перерывами вдоль северного побережья оз. Севан на юго-восток до долины р. Аракс под названием Севано-Акеринской офиолитовой зоны [18, 56]. К югу от нее, в окрестностях г. Веди и Зангезурском хребте, сохранились фрагменты тектонических покровов, шарьированных из офиолитовой зоны [20]. В вулканогенно-осадоочных породах офиолитовой зоны найдены радиоларии верхнего триаса и нижней юры, а габбро и базальты датированы Sm–Nd методом 230–200 млн лет [19, 93]. Вместе с тем, в Базумском хребте юго-западнее г. Степанаван обнаружены голубые сланцы – индикаторы высокобарического-низкотермально-

го метаморфизма, возраст которого определен ^{39}Ar – ^{40}Ar методом в интервале 94–90 млн лет (турон) [81]. Сланцы тектонически перекрыты нематаморфизованными офиолитами с верхнеюрскими радиоляриями [65]. На офиолитах несогласно залегают альбские конгломераты и известняки, выше лежат позднемеловые вулканические островодужного типа [68]. В осадочных породах офиолитов покрова Веди обнаружены радиолярии среднего-позднего байоса, верхней юры и, возможно, раннего мела [64]. Офиолиты и сеноман–туронские известняки покрова несогласно перекрыты отложениями верхнего коньяка и сантона [86]. Таким образом, формирование океанической коры, представленной офиолитами, началось в позднем триасе. Субдукция, судя по возрасту островодужных вулканических пород, офиолитов и голубых сланцев, продолжалась с перерывами со средней юры до турона. Если метаморфизм, приведший к образованию голубых сланцев, происходил на начальном этапе их эксгумации, субдукция могла завершиться раньше.

Фундамент горно-складчатой системы Эльбурса сложен позднекембрийскими образованиями гондванского типа, сходными с фундаментом Аравийско-Нубийской платформы [74]. Эльбурс отделялся от Евразии океаном Палеотетис (ранний Мезотетис), закрывшимся с образованием коллизионного орогена на южном борту в среднем триасе ~235 млн лет назад [84, 89, 94]. Следы возникшей сuture являются серпентиниты, залегающие в тектонических пластинах восточных подножий Талыша западнее г. Решта, и метаморфизованные базит-ультрабазит-кремнистые комплексы северо-восточных подножий Биналуда в районе г. Мешхеда [59, 89]. Коллизия фиксируется региональным угловым несогласием в основании верхнетриасово-юрской формации Шемшак [89]. В Центральном Эльбурсе верхнетриасовый разрез почти непрерывен, и коллизия отмечена лишь изменением седиментации от мелководных морских карбонатов к окремнелым песчаникам [94].

Продолжение Севано-Акеринской сuture в иранской части региона гипотетично. Высказывалось предположение, что Севано-Акеринская сutura, как и южная ветвь продолжения сuture Измир–Анкара–Эрзинджан, сливается с сutureй Неотетиса и огибает с юга Иранскую микроплиту [6], однако более убедительно мнение, что Севано-Акеринская сutura, приобретая характер трансформы, следует вдоль Тебризского (Тебриз–Такестанского) разлома [59]. Восточнее, к югу от Восточного Эльбурса между городами Форумад и Фариман, в том же направлении протягивается полоса выходов цветного меланжа мелового возраста с покровами базальтов и телами ультраосновных пород [70]. Эти выходы меланжа продолжаются на юг в пределы Лутского блока и

его юго-восточного обрамления, ограничивая с востока Иранскую малую плиту. Далее на восток, в Северо-Западном Афганистане, находится залегающая в тектонических пластинах верхнеюрско-готеривская офиолитовая зона Хашруд, оперяющаяся с юга зону Гератского (Главного Герирудского) разлома [14]. Указанные разрозненные выходы офиолитов подтверждают продолжение Севано-Акеринской сuture вдоль южного края Эльбурса.

Кавказский сегмент

Мезозой–кайнозойская тектоническая зональность части Альпийско-Гималайского пояса, расположенной севернее Севано-Акеринской сuture и ее продолжений, наиболее детально изучена на Кавказе (рис. 3), где определяющее значение для выделения тектонических зон имеют строение и состав юрских отложений (рис. 4). К северу от сuture расположена Сомхето-Карабахская (Сомхето-Кафанская) зона. В основании ее разреза находится герцинский фундамент с метаморфическими породами до среднего палеозоя включительно. Фундамент перекрывают терригенные породы лейаса и аалена мощностью до 400 м, а на них залегают толща вулканических, вулканогенно-терригенных, реже терригенных пород байоса, бата и келловей мощностью 2–2.5 км [67]. Вулканические породы имеют андезитовый, реже риолитовый состав. Их сменяют сверху преимущественно вулканические (базальтовые андезиты и риолиты) и туфогенные отложения верхней юры и низов мела. Толщи юры и низов мела прорваны интрузиями. К–Аг и Rb–Sr датировки этих вулканических и интрузивных пород островодужного типа охватывают интервал времени от 170 млн лет (байос) до 134 млн лет (валанжин) [5, 67]. Маломощные вышележащие меловые и палеогеновые (до низов эоцена) отложения представлены терригенными и карбонатными породами, а в части разреза от среднего эоцена до олигоцена преобладают вулканические и вулканогенно-обломочные отложения.

Наиболее мощный разрез островодужной вулканической серии вскрыт Саатлинской сверхглубокой скважиной, расположенной на правом берегу р. Аракс, вблизи ее слияния с р. Кура. Здесь плиоцен-четвертичная моласса (2780 м), сарматские глины и известняки (50 м) и верхнеюрские-нижнемеловые известняки (710 м) несогласно перекрывают вулканогенные породы, которые вскрыты на глубинах от 3540 до забоя 8324 м [39]. Их состав изменяется снизу вверх от дацитов и андезитов до базальтовых андезитов и базальтов. Наиболее представительные Rb–Sr и K–Аг даты вулканических и единичные находки радиолярий в туффите охватывают интервал времени от средней юры до раннего мела, причем наиболее мно-

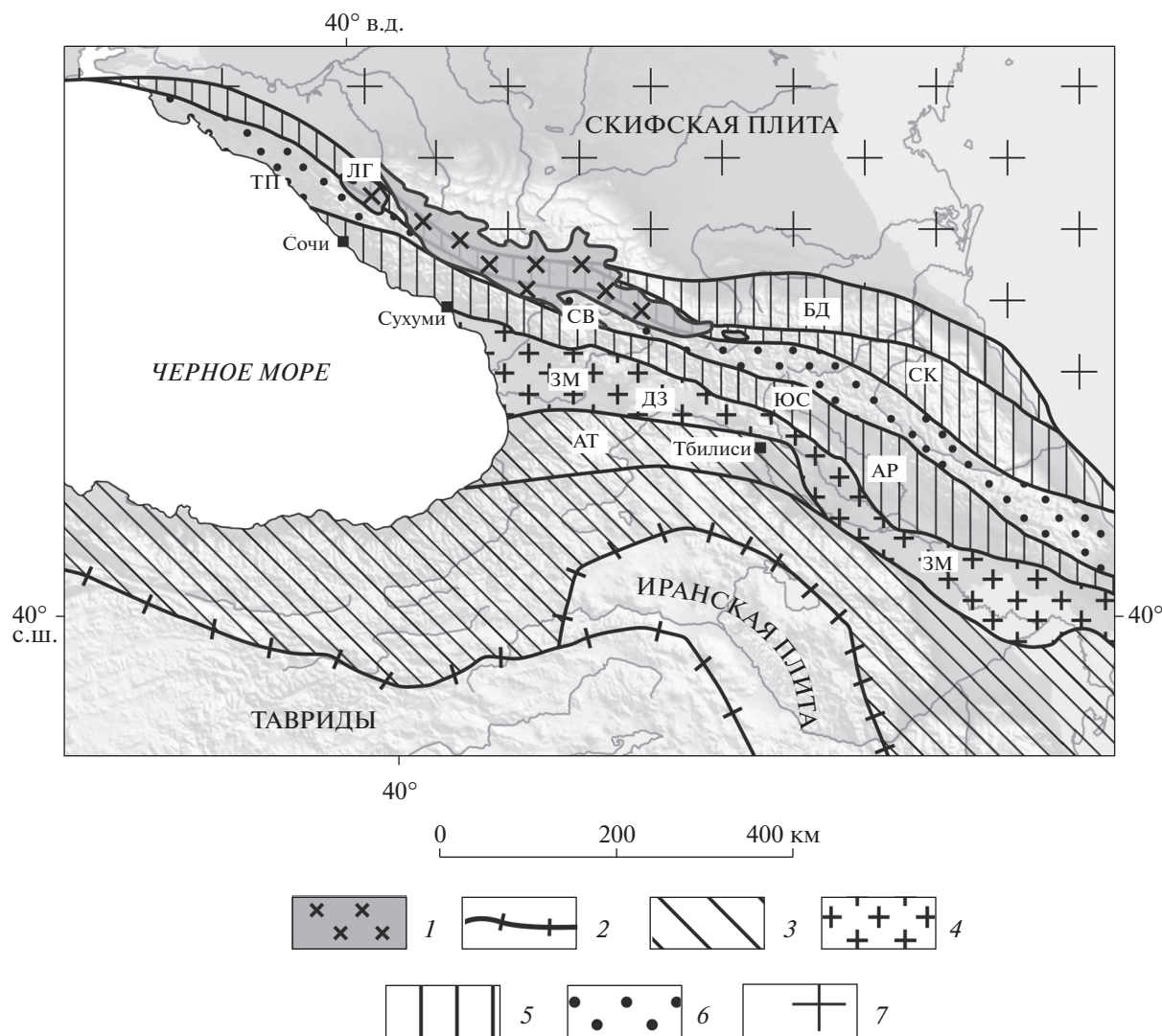


Рис. 3. Мезозой–кайнозойские тектонические зоны Кавказа в их современных границах.

Обозначены: АР – Абхазо-Рачинская зона, АТ – Аджаро-Триалетская зона, БД – Балкарская зона и Известняковый Дагестан, ДЗ – Дзерульский выступ, ЗМ – Закавказская микроплита, ЛГ – Лагонаки; СВ – Сванетский выступ, СК – северный склон Кавказского прогиба, ТП – Туапсинский прогиб, ЮС – Зона южного склона Большого Кавказа. 1 – выходы доюрского фундамента; 2 – сутура Мезотетиса; 3 – Восточный Тавр, Сомхето-Карабахская и Аджаро-Триалетская зоны; 4 – Закавказская микроплита; 5 – Крымско-Кавказский прогиб; 6 – склоны Крымско-Кавказского прогиба; 7 – Скифская плита

гочисленны и достоверны позднеюрские даты. Основная фаза вулканизма завершилась в начале мела, но магматическая деятельность продолжалась до позднего мела, на что указывают датировки силлов и даек, секущих как вулканический комплекс, так и нижнемеловые известняки [39].

На северном краю Самхето-Карабахской зоны обособляют Аджаро-Триалетскую зону. В данной зоне на аптско-сеноманских известково-щелочных вулканитах и известняках верхнего мела залегает туфогенный флиш палеоцена и нижнего эоцена и мощная (до 2.5–3 км) толща субщелочных и щелочных вулканитов среднего-верхнего эоцена, верхняя часть которой в Центральной Ад-

жаро-Триалетии замещается маломощными терригенными осадками и перекрыта гипсоносными отложениями олигоцена (300 м) [56]. С Аджаро-Триалетской зоной в значительной мере сходны толщи Талыша и района г. Ардебиль [48, 69].

Фундамент Закавказской микроплиты вскрыт в Дзерульском массиве, где сложен гнейсами, кристаллическими сланцами, метабазами и метайнтрузиями разного состава, датруемыми рифеем и ранним палеозоем [56]. Они тектонически перекрыты филлитами нижнего и среднего палеозоя [48], выше залегает мелководный туфогенно-терригенно-карбонатный неавтохтон нижнего-среднего карбона, прорванный позднепа-

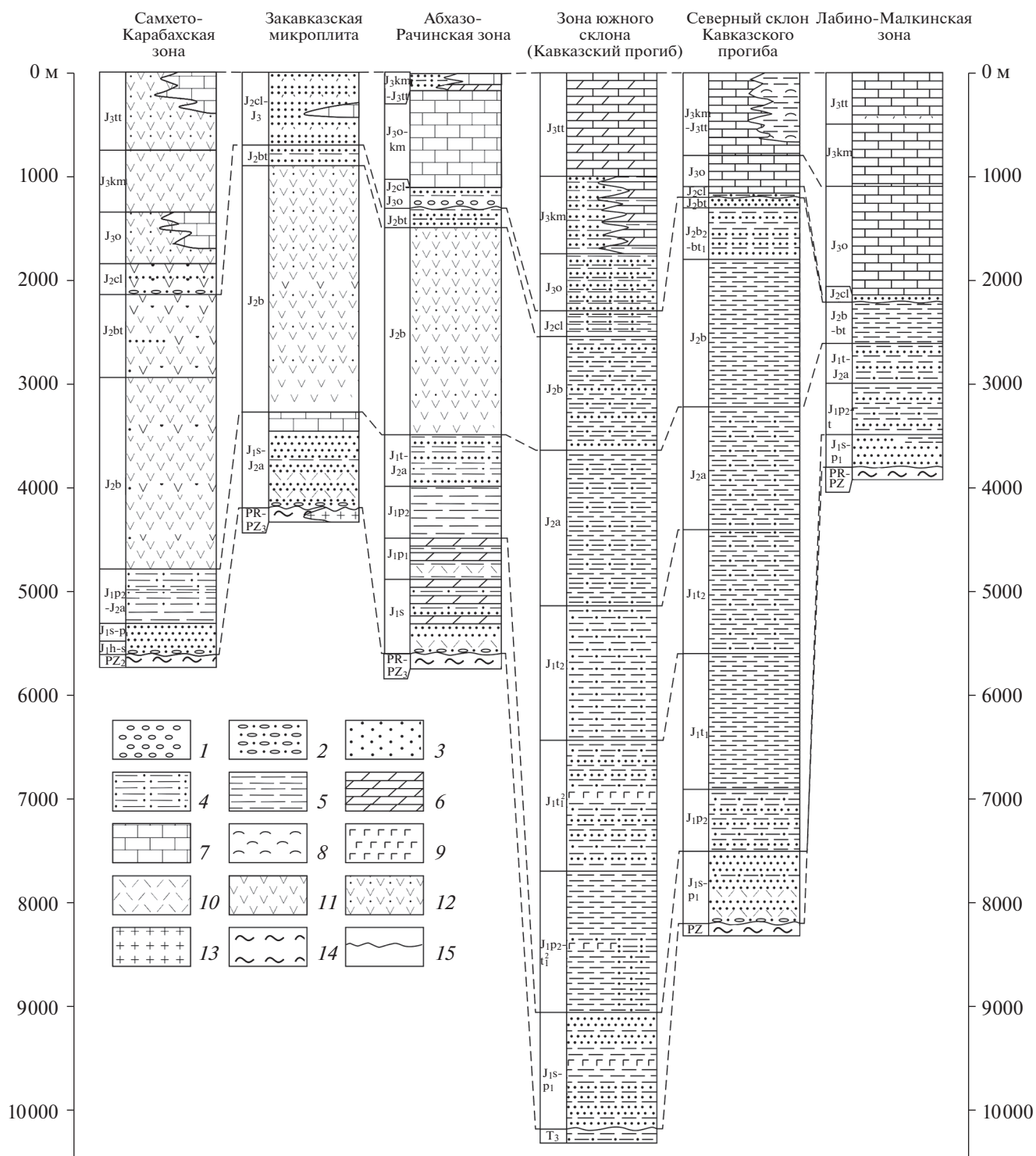


Рис. 4. Обобщенные стратиграфические разрезы юрских отложений главных мезозой–кайнозойских тектонических зон Кавказа (по данным [29, 33, 34, 39, 48, 67], с изменениями).

Обозначено: J₃ti – титон, J₃km – киммеридж, J₃ox – оксфорд, J₂cl – келловей, J₂bt – бат, J₂bj – байос, J₂al – аален, J₁tr – тоар, J₁pl – плинсбах, J₁sn – синемюр, J₁ht – геттанг.

1 – конгломерат; 2 – гравелит и грубозернистый песчаник; 3 – песчаник; 4 – алевролит; 5 – глинистый сланец и аргиллит; 6 – мергель; 7 – известняк, реже доломит; 8 – гипс; 9 – базальт; 10 – вулканические породы среднего и кислого состава; 11 – вулканические породы известково-щелочного ряда, преимущественно андезитового состава; 12 – вулканогенно-осадочные породы с вулканитами преимущественно андезитового состава; 13 – гранитоиды; 14 – метаморфические породы; 15 – поверхность несогласия

леозойскими гранитоидами. Осадочный чехол массива начинается маломощными карбонатно-терригенными отложениями триаса, лейаса и аалена, перекрытыми мощной толщей островодужных вулканитов байоса. Маломощные выше лежащие отложения представлены в грузинской части массива угленосным батом, верхнеюрскими красноцветами и эвапоритами, глинисто-карбонатным нижним мелом, терригенным сеноманом—нижним тураном, преимущественно карбонатными верхами мела—эоценом и марганцевосным олигоценом [48].

Продольная тектоническая зональность более северных районов Кавказа определяется, прежде всего, строением толщ лейаса—аалена [33, 34]. Выделяется осевой прогиб, соответствующий современной Зоне южного склона Большого Кавказа, южный и северный склоны прогиба. В Абхазо-Рачинской зоне южного склона прогиба разрез начинается с синемюра—нижнего плинсбаха, где присутствуют грубообломочные породы и вулканиты кислого и среднего состава. Терригенный мелководно-морской лейас—аален характеризуется большим количеством песчаных прослоев и относительно небольшой мощностью (до 2100 м). Выше залегают байосские островодужные вулканиты. В бате накапливались мелководно-морские песчано-глинистые отложения. В мальме по краю Закавказского массива возникла полоса рифов.

Разрез лейаса—аалена осевого прогиба представлен преимущественно алевроит-глинистыми, относительно мелководными отложениями с редкими телами базальта и имеет мощность до 7 км. На северном борту прогиба эта толща лежит на палеозойском фундаменте Центрального Кавказа, а на южном борту прогиба на территории Сванетии несогласно перекрывает дизскую серию, которая сложена песчаниками и алевролитами с прослоями известняков и в верхней части имеет черты флишoidности [42]. В разрезах дизской серии найдена фауна девона, карбона и верхнего триаса, тогда как нижний и средний триас не обнаружены, причем нижняя часть серии метаморфизована до стадии филлитов, а ее верхи метаморфизованы только до стадии аспидных сланцев, что допускает стратиграфический перерыв перед верхним триасом. Низы лейаса относятся к синемюру, что сводит к минимуму перерыв в осадконакоплении между триасом и юрой и позволяет предполагать локальность несогласия в основании юры и унаследованность юрского прогиба от поздне триасового [1].

Лейас—ааленская толща согласно сменяется глинистыми и флишoidными (чередование глинистых сланцев и известковистых песчаников) отложениями байоса и бата, которые без видимого несогласия перекрыты флишевыми толщами

от келловая до эоцена. На периферии Зоны южного склона (осевого прогиба) на эоценовом флише, вероятно, согласно залегает терригенная толща майкопа (олигоцен—низы миоцена). Мощные отложения нижней и средней юры продолжают под флишевые толщи, а последние продолжались в часть зоны, сложенную нижней и средней юрой, но были размыты. Обе части Зоны южного склона представляли к началу миоцена единый прогиб с мощностью чехла до 15–20 км.

Северный склон лейас—ааленского прогиба приходится на высокогорную часть Большого Кавказа и часть его северного склона, выделенную под названием Балкарской зоны, вероятно, продолжающейся под Известняковым Дагестаном [33]. В обеих зонах разрез начинается с плинсбаха, несогласно залегающего на палеозое, а в Центральном Кавказе местами на триасовых отложениях, завершающих герцинский этап развития. В обеих зонах лейас—аален сложен тонкообломочными мелководными морскими осадками [10]. В высокогорной части их мощность составляет 1–2 км и возрастает до 3–4 км на востоке зоны, где преобладают угленосные осадки дельтового типа, и еще более возрастает к югу. В Балкарской зоне лейас—ааленские слои имеют мощность около 1.5–2 км. В результате байосской фазы деформаций вдоль северного борта осевого прогиба возникла цепь поднятий, а севернее нее отложились мелководные среднеюрские осадки мощностью до 1.5–2 км. После предкелловейских деформаций дислоцированные ниже-среднеюрские толщи были несогласно перекрыты терригенно-карбонатными отложениями шельфового типа, охватывающими интервал времени от келловая до палеогена. На восточной периферии Большого Кавказа их мощность уменьшалась к югу.

Южный край Скифской плиты представлен на Центральном Кавказе Лабино-Малкинской зоной. Залегающие несогласно на палеозое лейас—ааленские мелководные песчано-глинистые отложения имеют мощность 1100 м, залегающие на них с перерывом морские терригенные отложения байоса и нижнего бата имеют мощность около 300–500 м, их сменяют континентальные косослоистые песчаники верхнего (?) бата мощностью 25–100 м [34]. Выше несогласно залегают терригенно-карбонатные толщи от келловая до эоцена, сменяющиеся сверху тонкообломочными майкопскими отложениями. Их суммарная мощность 3–4 км. В пределах Ставропольского поднятия и Терского прогиба морские толщи лейаса—бата сменяются континентальными отложениями, тогда как келловейско-верхнеюрская трансгрессия проникала дальше на север. Характерная особенность зоны — пояс верхнеюрских рифов, слагающих Скалистый хребет.

Мезозой–кайнозойские отложения Кавказа подверглись киммерийским и альпийским деформациям. В Лабино-Малкинской зоне ниже-среднеюрские толщи смяты в простые складки, более молодые отложения образуют моноклиналь, выполаживающуюся по мере удаления от Главного хребта. Для более южных тектонических зон Большого Кавказа и его южного склона Л.М. Расцветаев [37] предложил модель содвига, сочетающегося с надвигами Зоны южного склона. Кулисный ряд правых сдвигов северо-западного простираения позволяет предполагать наличие общей правосдвиговой деформации вдоль этой зоны [35].

Тектонические зоны Кавказа испытали складчато-надвиговые деформации с доминирующей южной вергентностью. Их проявлением в Лабино-Малкинской зоне может быть плато Лагонаки, структуру которого В.В. Белоусов [8] интерпретировал как поддвиг дислоцированных ниже-среднеюрских отложений под верхнеюрские известняки. Степень поперечного укорочения складчатых структур определена в 50% в Зоне южного склона и ~40% в ниже-среднеюрских отложениях Восточного Кавказа [53–55]. На Северо-Западном Кавказе степень укорочения – около 20% [27, 53]. Из-за движений по крупным надвигам тектонические зоны образовали пакеты пластин, смещенные к югу [4, 17, 20, 27, 56, 67, 86]. Крупные надвиги выделяются на южных флангах высокогорной части Большого Кавказа, Зоны южного склона, Абхазо-Рачинской и Аджаро-Триалетской зон и Самхето-Карабахской зоны по Севано-Акеринской сутуре.

Поперечное укорочение Зоны южного склона, обусловленное надвиговыми перекрытиями, оценено на территории Грузии в 60–100 км [11]. В западной части Центрального Кавказа результаты геофизических исследований методом обменных волн удаленных землетрясений (МОВЗ) интерпретированы как поддвиг утоненной кристаллической части коры Зоны южного склона под земную кору Большого Кавказа примерно на 80 км [49]. Дополненное складчато-надвиговыми деформациями Центрального Кавказа, суммарное поперечное укорочение превышает 150 км [21]. С такими оценками согласуются данные по территории Азербайджана, где суммарное поперечное укорочение Восточного Кавказа и его южного склона, обусловленное смещениями по крупным надвиговым зонам, определено в 140–160 км [17]. Вместе с тем, палеотектонические реконструкции М.Г. Леонова [24] позволяют предполагать, что в процессе эоцен-олигоценовой седиментации Зона южного склона пододвигалась под Закавказскую микроплиту, что позднее были замаскировано встречным надвиганием Большого Кавказа. Предполагаемое пододвигание увеличи-

вает величину поперечного укорочения, которое, согласно палеомагнитным данным, могло превысить 300 км [6].

Крымско-Черноморский сегмент

В Крыму выделяются тектонические зоны Горного Крыма и Степного (Равнинного) Крыма, который к востоку сменяется Азово-Кубанским предгорным прогибом с Керченско-Таманской складчатой областью на юге.

В восточной части Черного моря выделены [4, 47]:

- продолжающее Закавказскую микроплиту поднятие (вал) Шатского;
- Восточно-Черноморская впадина;
- валы Андрусова и Архангельского, кулисно подставляющие друг друга и объединяемые в поднятие Андрусова–Архангельского;
- Западно-Черноморская впадина (см. рис. 2).

Северо-западное окончание поднятия Шатского, удлиненное к западу и сливающееся с окончанием вала Андрусова, называют валом Тетяева. Между ним и Крымом расположен небольшой прогиб Сорокина, между валом Шатского и Зоной южного склона находится Туапсинский прогиб. На юго-востоке Черного моря выделен Гурийский прогиб [4]. Поднятие Андрусова–Архангельского и Восточно-Черноморская впадина примыкают на юго-востоке к структурам Восточного Понта, ограниченного с юга сутурой Измир–Анкара–Эрзинджан.

Степной Крым отделен от Восточно-Европейской платформы Северо-Крымским разломом, который представляет собой наклоненную на юг палеозойскую сутуру [52]. С ней связана выявленная по данным сейсмопрофилирования северная вергентность структур метаморфизованного палеозойского фундамента Степного Крыма. Скважинами вскрыты верхнепалеозойские базиты, ассоциирующие с кремнисто-карбонатными сланцами, а также ультрабазиты и метультрабазиты [32, 52]. Фундамент перекрыт осадочным чехлом мела и кайнозоя, достигающим значительной мощности в отдельных грабенообразных прогибах [4, 32].

В Горном Крыму древнейшая обнаженная часть разреза представлена таврической свитой верхнего триаса и нижней юры мощностью более 3 км [32]. Это песчано-глинистые отложения, нижняя (триасовая) часть которых демонстрирует признаки флишоидности и, возможно, отделена от верхней несогласием [4, 79]. На северном склоне Крымских гор выделяется эскиординская свита. Первоначально полагали, что она является средней частью таврической свиты, отличающейся более грубообломочным составом и датируемой самыми верхами триаса и низами лейаса [32]. Позднее возрастной диапазон накопления эски-

ординской свиты был расширен, и ее стали рассматривать как краевую фацию таврического бассейна. Таврическая свита завершается фрагментарно присутствующими песчаниками аалена, которые несогласно перекрыты мелководным вулканогенно-осадочным байосом мощностью 0.5–1 км и маломощными мелководными аргиллитами и песчаниками бата. Юго-западнее г. Симферополя получены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ даты вулканических образований ~172–158 млн лет, что соответствует байосу–оксфорду [78]. Фацию северного борта бассейна представляют конгломераты и песчаники битакской свиты, вскрытой возле г. Симферополь и датированной ископаемой флорой в интервале средняя юра–начало мела.

Нижне-среднеюрские отложения несогласно перекрыты карбонатной, местами отчетливо рифогенной толщей верхней юры и нижнего берриаса с линзами келловейских конгломератов в основании. По данным [4, 79], в районе г. Судак вскрываются более глубоководные морские аргиллиты и турбидитовые песчаники келловея и оксфорда. На востоке Горного Крыма (гора Демерджи и район пос. Орджоникидзе) верхняя часть верхней юры представлена конгломератами, в составе гальки которых преобладают верхнеюрские известняки, но наряду с ними присутствуют обломки более древних пород, в том числе базитов, верхнетриасовых радиоларитов [52] и гранитов с радиоизотопной датой ~1.5 млрд лет [50]. Выше несогласно залегает осадочный комплекс, сложенный мелководными морскими отложениями, преимущественно тонкообломочными валланжин-альбскими (200–250 м), мергелисто-известняковыми сеноман-эоценовыми (~450–600 м) и глинистыми олигоцен–нижнемиоценовыми (майкопская свита, до 300 м). Внутри комплекса отмечены локальные перерывы и несогласия. Выше несогласно залегают мелководные осадки среднего–верхнего миоцена (до 150–200 м), перекрытые маломощной, преимущественно континентальной молассой плиоцена–квартера [32, 79].

Первоначально структура Горного Крыма интерпретировалась как мегантиклиналь с разрушенным южным крылом, осложненная крутопадающими разломами и складками, особенно многочисленными в таврической свите и средней юре [32]. Позднее были установлены надвиги и шарьяжи преимущественно южной вергентности [30, 31, 51, 52]. Граница Степного и Горного Крыма образована наклоненной на север Предгорной сутурой – сложно построенной глубинной надвиговой зоной [52]. От нее ответвляется к югу более пологая зона Симферопольского надвига, по которому в скв. Симферопольская-1 обнаружено налегание таврической свиты на нижнемеловые отложения.

Степной Крым представляет собой южный край Скифской плиты. Горный Крым по строению разреза и характеру дислоцированности верхнетриасовых и ниже-среднеюрских отложений близок к Зоне южного склона (осевой части раннеюрского прогиба) Большого Кавказа. Эскиординская и битакская свиты Крыма отлагались на северном борту этого прогиба. Более молодые отложения северного склона Горного Крыма сходны с отложениями Лабино-Малкинскую зоны. Осадочный чехол Горного Крыма испытал киммерийские деформации, проявившиеся в три основные фазы – предбайосскую, келловейскую и предвалланжинскую. Наиболее значимые альпийские деформации произошли после отложения майкопской свиты и также были многофазными.

К востоку от вулканического массива Карадаг тектоническое поднятие, образованное верхнетриасовыми и юрскими отложениями, аналогичными обнаженным в Горном Крыму, резко сужается и на суше вскрыто только возле пос. Орджоникидзе в следующей последовательности наклоненных на север слоев (пачек) (снизу вверх) [40]:

- (1) глинистые сланцы, видимая мощность до 10 м;
- (2) разнотекстурированные слоистые песчаники, отчасти вулканомиктовые, с прослоями известняка в верхней части, до 100 м;
- (3) аргиллиты и алевролиты, до 150 м;
- (4) конгломераты и песчаники с глыбами и олистоплаками верхнеюрских известняков в низах разреза и прослоями аргиллита и алевролита в верхней части, более 90 м.

Пачка 1, содержащая фауну верхнего триаса [32], отождествлена с низами таврической свиты, пачка 2 отождествлена с эскиординской свитой. Пачка 3, содержащая сверху батскую фауну [32], относится к средней юре, а пачка 4 сходна с верхнеюрскими конгломератами Демерджи, возраст которых определен как киммеридж–титонский [38]. Несогласия выявлены в основании пачки 4 и, возможно, пачек 2 и 3. Пачки разреза разделены поверхностями срыва, выраженными зеркалами скольжения (рис. 5) и резкими колебаниями мощности пачек 2 и 3. Эти пачки нарушены многочисленными мелкими надвигами и складками. Пачка 4 смята в простые складки.

К югу от п-ова Керченский тектоническому поднятию пос. Орджоникидзе отвечает, судя по данным сейсмопрофилирования методом широкоугольных отраженных и преломленных волн [88], выступ фундамента, где мощность чехла сокращена до 2–3 км. Восточным продолжением этого поднятия является Анапский выступ [4], сложенный кайнозойскими отложениями Зоны южного склона Большого Кавказа.

Севернее описанной структуры обнажены смятые в простые складки толщи Керченско-Та-

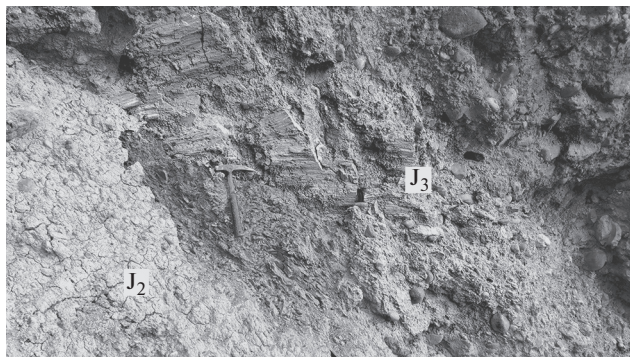


Рис. 5. Зеркала скольжения в подошве верхнеюрской песчано-конгломератовой толщи на юге п-ова Крым, пос. Орджоникидзе.

манской области, которые возле г. Феодосия сложены меловыми и ниже-среднепалеогеновыми осадками в шельфовых фациях, а севернее и восточнее — алевроито-глинистой майкопской свитой и карбонатно-терригенными, преимущественно глинистыми мелководными отложениями от среднего миоцена до квартера. По данным сейсмопрофилирования [88], в пределах п-ова Керченский и южной части Азовского моря мощность чехла достигает ~8 км за счет утолщения кайнозойской части разреза и, прежде всего, майкопской свиты. Складчатая область полуострова отделена Южно-Азовским разломом от слабо деформированной части Азово-Кубанского прогиба. Далее к северу находится Средне-Азовское поднятие, где мощность чехла сокращена до 4–2 км, и к поверхности приближается палеозойский фундамент Скифской плиты. Близ северного берега моря это поднятие граничит по зоне Главного Азовского разлома, продолжающего Северо-Крымскую сутуру, с Азовским массивом — южным краем Восточно-Европейской платформы. Таким образом, Скифская плита здесь сужена, и ее южная часть представлена Азово-Кубанским прогибом с Керченско-Таманской складчатой областью на юге. Прогиб и складчатая область продолжают на восток, где граничат с Северо-Западным Кавказом.

Данные о строении дна Черного моря получены, главным образом, в результате сейсмопрофилирования [4, 72]. Предполагается, что на отдельных участках поднятия Шатского в юрское время обнажался домезозойский фундамент, остальная часть была покрыта маломощными отложениями лейаса—аалена и на востоке вулканитами средней юры, аналогичными тем, что обнажены на Дзергульском массиве и вскрыты скважинами в Рионской впадине. Затем поднятие перекрыли осадки, в основании которых выделены карбонаты верхней юры, а выше — маломощная толща неокома [4]. Сходные отложения могли покрывать поднятие Андрусова—Архангельского и Восточно-Черноморскую впадину.

Сейсмопрофилирование выявило в Черном море многочисленные апт—альбские сбросы, смещения по которым сконцентрировались в сеноман-сантоне в Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской впадинах, положив начало их опусканию [4]. Погружение Восточно-Черноморской впадины отразилось в возрастании мощностей отложений верхов мела, палеоцена и эоцена. Интенсивное и неравномерное майкопское осадконакопление (более 5 км в Восточно-Черноморской впадине) выровняло тектонический рельеф, а маломощные средне-верхнемиоценовые осадки его окончательно сnivelировали. Плиоцен-четвертичные отложения мощностью до 2 км отлагались в Восточном Черноморье без существенной дифференциации [4, 47]. В итоге мощность осадочного чехла на поднятии Шатского составила 5–8 км, в Восточно-Черноморской впадине составила 12–15 км [4].

Особенность Туапсинского прогиба — большая мощность отложений майкопской свиты, нарушенных многочисленными складками и надвигами с юго-западной вергентностью [4]. Прогиб является краем Зоны южного склона Большого Кавказа, надвинутым на склон поднятия Шатского. Аналогичные особенности — большая мощность майкопских отложений и их высокая дислоцированность с южной вергентностью — характерны для прогиба Сорокина, продолжающего Туапсинский прогиб [72].

В Восточных Понтидах, как и в Сомхето-Карабахской зоне, есть выходы байкальско-герцинского фундамента с метаморфическими породами до среднего палеозоя включительно [4, 48]. Мезозойско-кайнозойский разрез [80] начинается тонкообломочными отложениями с телами диабазов верхнего триаса и лейаса—аалена, причем триас с признаками флишоидности отделен несогласием от лейаса, где присутствуют карбонатные слои. Выше с несогласием залегают среднеюрские (байос и бат) вулканиты и вулканогенно-осадочные породы островодужного типа, согласно сменяющиеся карбонатами верхней юры и неокома мощностью до 2–3 км. Над ними залегают известково-щелочные вулканиты турона—кампана и мелководные карбонаты маастрихта—эоцена. Отложения претерпели интенсивный диастрофизм в конце эоцена и олигоцене. Таким образом, Восточные Понтиды являются продолжением Сомхето-Карабахской зоны. В обеих зонах происходил среднеюрский островодужный вулканизм, его более поздние проявления несколько различались по возрасту.

Каспийско-Эльбурский сегмент

В Средне-Каспийской впадине граница слабо деформированной части Скифской плиты отгибается к юго-востоку и приближается к Апшерон-

скому порогу. На восточном побережье Среднего Каспия находится Карабугазский свод, где мощность осадочного чехла сокращена до 0,5–2 км, и на поверхность местами выходит палеозойский фундамент [12]. Юго-восточнее, в Большом Балхане, обнажаются тонкообломочные толщи нижней и средней юры, сходные с одновозрастными отложениями Большого Кавказа, т.е. северного склона осевого прогиба. Возможно, они продолжают под Копетдагом и вскрываются восточнее г. Мешхед в виде формации Кашеф-Руд. Она с базальными конгломератами залегает на породах фундамента и сложена тонкообломочными осадками с морской фауной от тоара до средней юры [70]. Вышележащие толщи от келловя до миоцена также в общих чертах сходны с Восточным Кавказом.

В Апшеронском пороге и непосредственно к югу от него толщина осадочного чехла возрастает из-за тектонического скупивания. Данные сейсмопрофилирования указывают на надвигание коровой пластины Среднего Каспия на Южно-Каспийскую впадину и связанные с этим складчато-надвиговые деформации осадочного чехла с преобладающей южной вергентностью [17, 26]. Далее к югу, в западной части Южно-Каспийской впадины мощность осадочного чехла достигает ~20 км, из которых 9–11 км приходится на плиоцен–четвертичную молассу и 9–11 км на юрско-миоценовую часть разреза [3, 25]. Эта область, может рассматриваться как продолжение Зоны южного склона Большого Кавказа, подвергшееся интенсивному прогибанию в плиоцен–квартере. На востоке область интенсивного плиоцен–четвертичного прогиба выражается в узкий Горганский прогиб, примыкающий к Эльбурсу. В восточной части Южного Каспия и в Западно-Туркменской впадине мощность чехла сокращена до 16 км за счет утонения плиоцен–четвертичной части разреза, тогда как мощность юрско-миоценовых толщ такая же, как в западной части Южного Каспия (10–11 км) [16].

Закавказская микроплита прослеживается до Нижне-Куринской впадины [17]. Ее узкие и фрагментарные продолжения в Эльбурсе отмечены выходами кристаллических сланцев и метаморфизованных пород венда – нижнего палеозоя западнее г. Решт, южнее г. Чалус и южнее г. Горган. Вероятно, они разделяют продолжения южного склона осевого прогиба Большого Кавказа и Самхето-Карабахской зоны. В Эльбурсе нижняя и средняя юра (возможно, с самыми верхами триаса) отделена несогласием от маломощных триасовых карбонатов и представлена песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами формации Шемшак мощностью до 1,5–2 км [69]. Южнее г. Решт (возле г. Рудбар) в составе формации существенное место занимают грубые песчаники, гравелиты и углистые сланцы, выделяемые также

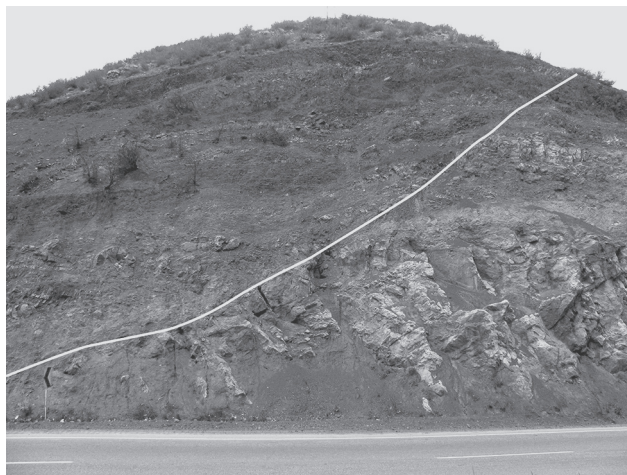


Рис. 6. Надвигание ниже-среднеюрских глинисто-алевритовых сланцев с телами андезита на верхнеюрские мраморизованные известняки и чешуйчатое строение крыльев надвига, северный склон Эльбурса.

на южном склоне Эльбурса восточнее Тегерана. На северном склоне Эльбурса в районе г. Сари и восточнее в составе формации Шемшак преобладают тонкообломочные отложения с телами андезитов и базальтовых андезитов, которые можно рассматривать как слабые проявления островодужного вулканизма. Формацию Шемшак несогласно перекрывают карбонатные отложения конца средней юры и верхней юры, среди которых выделяются рифовые фации. Юрские части разреза залегают в виде покровно-надвиговых пластин (рис. 6), отчего положение вулканитов в разрезе оценить трудно. Их помещают в низы формации Шемшак [69], но не исключено их присутствие и в более высокой ее части. Отделенные несогласием вышележащие толщи представлены осадками шельфового, в палеогене также субаэрального типа, а именно, нижнемеловыми известняками, верхнемеловыми мергелями и палеогеновыми песчаниками. Широко распространена эоцен–олигоценная формация Карадж, сложенная вулканическими и туфогенными породами. Разрез завершается Верхней Красноцветной формацией миоцена – алевролитами и песчаниками с линзой гипса и известняка.

МЕЗОЗОЙСКО–КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РЕГИОНА

В позднем триасе, ранней юре и аалене южнее Восточного Понта, Самхето-Карабахской зоны и, возможно, Эльбурса находился бассейн Мезотетиса с корой океанического типа, реликты которого запечатлены в разрезах сутур Анкара–Эрзинджан–Кагызман и Севано–Акеринской. Севернее на герцинском фундаменте в лейасе–аалене располагалась сравнительно слабо проги-

бавшаяся область мелководных терригенных фаций Самхето-Карабахской зоны и Восточного Понта, к северу от нее находилась Закавказская микроплита. Ее основание, судя по строению Дзерульского массива, сложено метаморфическими породами позднедокембрийского или байкальского возраста, перекрытыми палеозойским платформенным чехлом и прорванными позднегерцинскими гранитоидами. На платформенном чехле отложились карбонатно-терригенные платформенные осадки триаса, лейаса и аалена.

Севернее в лейасе и аалене развивался протяженный прогиб, где накапливались тонкообломочные отложения (см. рис. 4). Они являлись наиболее мелководными в осевой части прогиба, соответствующей современной Зоне южного склона Большого Кавказа и Горному Крыму. В Крыму лейасовое осадконакопление наследовало поздне триасовое, хотя, возможно, и отделялось от него перерывом [79]. В кавказской части прогиба, в Сванетии, отложения верхнего триаса и лейаса разделены угловым несогласием [43]. Однако и здесь можно предполагать унаследованность осадконакопления, поскольку тип осадков сходен, а стратиграфический перерыв невелик.

На южном и северном склонах кавказской части прогиба мощность лейаса—аалена сокращается, и фации становятся мелководными. Триас, вскрытый на склонах Передового хребта, завершает палеозойское развитие, а лейас залегает на более древних породах несогласно. Тенденция к уменьшению мощности усиливается к северу, на Скифской плите, где наряду с мелководными морскими (Лабино-Малкинская зона) местами присутствуют континентальные фации или осадки отсутствуют. В крымской части осевой прогиб не распространялся южнее современной впадины Сорокина. Основную часть Черного моря занимало продолжение Закавказской микроплиты, смыкавшееся на западе с Мезийской плитой с тем же возрастом фундамента [83], образуя единую Мезийско-Черноморско-Закавказскую малую плиту.

В байосе на северном краю бассейна Мезотетиса началась субдукция, о развитии которой можно судить по возрасту вулканических образований островодужного типа на северном обрамлении бассейна (см. рис. 4). Среднеюрско—меловые вулканы достигают наибольшей мощности в Самхето-Карабахской зоне и Восточном Понте. Байосские вулканы отмечены также на Закавказской микроплите и в Абхазо-Рачинской зоне. Осевая часть кавказского прогиба развивалась в байосе—бате в прежнем режиме и не содержит признаков островодужного вулканизма. Однако в западной части северного склона прогиба (Горный Крым и Северо-Западный Кавказ) отмечаются среднеюрские вулканические образования преимущественно среднего состава на фоне до-

минирующего морского терригенного осадконакопления. Юрские вулканы обнаружены и в смежной части Скифской плиты [52]. С тем же магматическим импульсом может быть связан пояс долеритовых даек, протягивающийся вдоль северного борта Зоны южного склона [34]. Возможно, эти вулканические образования обусловлены активизацией палеозойских источников магмообразования в киммерийскую тектоническую эпоху.

Осевая часть кавказского прогиба продолжалась на юго-восток в Южно-Каспийскую впадину. В Эльбурсе смыкаются ниже-среднеюрские комплексы, сходные с образованиями южного борта кавказского прогиба и Самхето-Карабахской зоны. Вулканические породы, обнаруженные в формации Шемшак Эльбурса, вероятно, являются образованиями островодужного типа.

Раннемезозойские структурные элементы в дальнейшем развивались различно. Вулканизм и сопровождавший его интрузивный магматизм островодужного типа продолжался с перерывами в Самхето-Карабахской зоне до тортона, в Восточном Понте продолжался, возможно, до кампана. В пределах Закавказской микроплиты после байосского вулканизма возобновилось платформенное осадконакопление. В бате отлагались угленосные осадки. В верхней юре накапливались красноцветы и эвопориты, а вдоль северного склона микроплиты возникли рифовые постройки. Карбонатные отложения с рифовыми постройками выявлены и на поднятии Шатского. В Зоне южного склона Большого Кавказа интенсивное осадконакопление не прерывалось, и с келловеев до эоцена формировался флиш, а в олигоцене и раннем миоцене отлагалась тонкообломочная майкопская свита.

Более северные тектонические зоны испытали несколько фаз киммерийской эпохи деформаций. На Кавказе они начались в позднем байосе, продолжались в бате и достигли максимума перед келловеем. В Центральном Кавказе интенсивные деформации привели к поднятию и выходу на поверхность герцинского фундамента. На Восточном Кавказе, несмотря на интенсивные киммерийские деформации, степень размыва оказалась меньше и отразилась угловым несогласием в основании вышележащих толщ. Наша интерпретация этой особенности Восточного Кавказа опирается на данные глубинного сейсмического зондирования [23]. Согласно им, поверхность Мохоровичича характеризуется граничными скоростями $V_p = 8.2\text{--}8.3$ км/с. Ниже, на глубинах 59—66 км, выделяется слой с V_p , уменьшенными до 7.8 км/с, под ним находится еще один раздел с граничной скоростью $V_p = 8.5$ км/с. Возможно, этот нижний раздел является реликтом прежней подошвы коры, над которой кора была метамор-

фически уплотнена до мантийных значений. Уплотнение компенсировало деформационное утолщение коры, отчего киммерийское поднятие оказалось незначительным [45].

Предкелловейские деформации были решающими в развитии Горного Крыма. Им предшествовала предбайосская фаза диастрофизма, а окончательное оформление киммерийской складчато-надвиговой структуры произошло в берриасе [79]. Тогда же завершилось формирование вулканического центра Карадага, характеризующееся $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датами ~151–142 млн лет [78]. В итоге, развитие глубоководного Крымско-Кавказского прогиба в его крымской части прекратилось, но продолжалось на Кавказе и в Южно-Каспийской впадине.

Верхнеюрские рифогенные известняки Горного Крыма и конгломераты Демерджи и района пос. Орджоникидзе залегают на таврической свите и средней юре с угловым несогласием. В основании известняков и конгломератов, а также между отдельными пачками верхнетриасовых и нижне-среднеюрских отложений наблюдаются тектонические срывы. В нескольких скважинах под известняками вскрыты меловые отложения. Все это приводит к выводу, что верхнеюрские известняки заняли современное положение в результате надвигания, основная фаза которого имела место, скорее всего, в начале мела. Высказывалось предположение, что известняки перемещены с юга, возможно, с северного края поднятия Шатского [4, 52]. Мнение о том, что известняки надвинуты с севера, с края Скифской плиты [30, 31], предпочтительнее, поскольку согласуется с доминирующей южной вергентностью надвигов Горного Крыма и наличием верхнеюрских рифовых известняков на краю Скифской плиты Северного Кавказа. В таком случае верхнеюрские конгломераты можно интерпретировать как олистостромовый комплекс перед фронтом двигавшегося на юг рифового массива. В новейшее время часть известняков сползла на южный берег Крыма и часть шельфа [52].

В апт–альбе Черноморский массив подвергся растяжению с образованием сбросов, которые в дальнейшем сконцентрировались на бортах будущих Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской впадин [4]. В результате Мезийско-Черноморско-Закавказская плита разделилась на блоки и испытала раздвигание. В позднем мелу и палеогене, а особенно интенсивно в олигоцене и раннем миоцене опускавшиеся впадины заполнялись морскими осадками. Возникла эшелонированная система из трех глубоководных прогибов — Западно-Черноморского, Восточно-Черноморского и Кавказско-Южно-Каспийского. Между ними отлагались более мелководные осадки. Средне-позднемиоценовое осадконакопле-

ние снивелировало остаточные поднятия и новообразованные прогибы. В плиоцен–четвертичное время они испытали общее погружение.

Киммерийские структуры Горного Крыма и Большого Кавказа были перекрыты в меловое и палеогеновое время отложениями шельфового типа, мощность которых, в целом, уменьшается к югу. Выявлены позднеэоценовые деформации [36, 79], а в олигоцене, в ходе накопления майкопской свиты, проявились локальные субэаральные поднятия на Центральном Кавказе. Однако осадконакопление развивалось в разных зонах Большого Кавказа по единому структурному плану в течение всего палеогена до начала миоцена [22]. Это заставляет относить главные фазы альпийских складчато-надвиговых деформаций к концу раннего миоцена и среднему миоцену. Сомхето-Карабахская зона испытала интенсивные деформации с конца среднего эоцена до олигоцена. В плиоцен–четвертичное время деформации сжатия дополнило общее поднятие Большого и Малого Кавказа и в меньшей степени Горного Крыма [45].

Геодинамическая интерпретация бассейна с корой океанического типа, представленного Севано-Акеринской сутурой и ее продолжениями, и эоценового вулканизма региона, а также эволюция строения земной коры выделенных тектонических зон требуют дополнительного обсуждения.

Севано-Акеринская зона рассматривалась как сутура Неотетиса, близкая по возрасту его южной сутуре, протягивающейся вдоль Южно-Таврского надвига и Главного надвига Загроса [48, 86]. Основным аргументом в пользу такого решения являлись проявления мел–палеогенового островодужного вулканизма севернее каждой из сутур. По нашему мнению, Севано-Акеринская сутура представляет более раннюю стадию развития, т.е. реликт Мезотетиса. В южной сутуре офиолиты имеют позднемеловой возраст, а глубоководные осадки датируются временем до раннего палеогена [58], тогда как формирование офиолитов северной сутуры закончилось в мелу. Островодужный магматизм начался севернее южной сутуры (микроплита Анатолия–Тавриды) в позднем мелу [63], а севернее Севано-Акеринской и Анкара-Эрзинджанской сутур (Восточные Понтиды, Сомхето-Карабахская зона и их северные обрамления) — в средней юре. Островодужный магматизм завершился в северных крыльях сутур после закрытия соответствующих океанических бассейнов — в плиоцене на юге (в Загросе) и туроне или кампане на севере.

Пояс интенсивных проявлений эоценового вулканизма охватывает Восточный Понт, Аджаро-Триалетскую зону, часть Сомхето-Карабахской зоны Армении, Нахичевань, Карабах и Талыш (см. рис. 2). Наиболее значительные эоцено-

вые магматические провинции Северо-западного и Северного Ирана образуют две зоны – Урмия–Дохтар и Эльбурс (вулканическая формация Карадж) [60]. Зона Урмия–Дохтар сложена надсубдукционными магматическими образованиями Неотетиса. Зона Эльбурс, удаленная от сuture Неотетиса, находится на продолжении эоценового пояса более западных частей региона, причем геологические и геохимические характеристики данных зон в значительной мере сходны [60, 94].

Лавы и туфы эоценового пояса варьируют по составу от базальтов до риолитов, но преобладают породы андезитового состава. Это преимущественно известково-щелочные образования, хотя в Аджаро-Триалетии и Талыше представлены также породы щелочного ряда. В Восточном Понте и, в меньшей степени, районе Нахичевани и других частях пояса среди вулканитов присутствуют тела гранитов, реже гранодиоритов, кварцевых диоритов и диоритов. В отдельных частях пояса вулканические образования сочетаются в большей или меньшей пропорции с глинами, песчаниками и известняками. Детализация определений возраста вулканитов Восточного Тавра и Аджаро-Триалетии показала, что максимум вулканизма приходился на середину и конец среднего эоцена.

Проявления эоценового вулканизма приурочены, главным образом, к северным обрамлениям Анкара-Эрзинджанской и Севано-Акеринской sutur. Однако в Памбакском хребте, Центральной и Юго-Восточной Армении и Нахичевани они распространяются на юго-западное обрамление Севано-Акеринской sutury, где содержание осадочных пород в эоценовом комплексе возрастает. Геохимическое сопоставление вулканических пород по обе стороны sutury показало их сходство как производных мантийных шпинелевых лерцолитов, где шпинель могла быть продуктом преобразования амфиболитов [82].

Магматические образования эоценового пояса близки по составу к породам энсалических островных дуг, в данном случае к юрско-меловым вулканитам, возникшим на стадии субдукции вдоль Анкара-Эрзинджанской и Севано-Акеринской зон Мезотетиса. В значительной мере области эоценовых и надсубдукционных вулканических проявлений совпадают. Однако эоценовый пояс сформировался после закрытия Мезотетиса на коллизионной стадии развития. Этим он сходен с позднемеловым Охотско-Чукотским вулканическим поясом, возникшим после окончания субдукции в раннем мелу [44]. Вероятно, указанные тектоно-магматические образования имеют сходное происхождение.

Данные о строении и мощности земной коры (глубинах фундамента и поверхности Мохоровичича) различных тектонических зон и их частей

(табл. 1, рис. 7) получены методами сейсмопрофилирования. Они отражают современное состояние земной коры, подвергшейся преобразованиям в связи с плиоцен–четвертичными вертикальными движениями. Эти преобразования затронули в наибольшей степени горные сооружения, особенно интенсивно поднимавшиеся в плиоцене и квартере, а также Черноморскую и Каспийские впадины с мощным плиоцен–четвертичным осадочным чехлом. Преобразования коры впадин оцениваются в первом приближении по мощности плиоцен–четвертичных осадков.

Строение коры тектонических зон Большого Кавказа до интенсивной позднекайнозойской деформации и горообразования было рассчитано, исходя из следующих допущений [45]. Главные позднеальпийские деформации происходили, начиная с конца раннего миоцена. К этому времени кора была изостатически выровнена, и земная поверхность отклонялась от уровня моря не более чем на ~300 м, чему могла бы соответствовать континентальная кора мощностью 40–42 км и средней плотностью 2.83 г/см³. Однако значительную часть коры составляет осадочный чехол со средней плотностью ~2.5 г/см³. Плотность пород фундамента под мощными осадочными бассейнами повышается до 2.9–2.93 г/см³ [3]. Результаты гипотетической реконструкции строения коры с такими параметрами приведены в таблице 1.

Сопоставление значений мощности и строения коры в разных тектонических областях выявляет некоторые новые аспекты их структурной эволюции. Мощность земной коры Скифской плиты в Срединно-Азовском поднятии близка к средним значениям ~40 км для эпипалеозойских платформ. В Степном Крыму и Лабино-Малкинской зоне мощность возрастает до 43–44 км. В Лабино-Малкинской зоне мощность коры до начала позднекайнозойских деформаций и горообразования составляла 38–39 км, т.е. была близка к средним платформенным значениям. Вероятно, утолщение коры Степного Крыма также имеет деформационное происхождение. В Азово-Кубанском прогибе мощность коры уменьшается до 36 км в соответствии с увеличением мощности осадочного чехла, а в Керченско-Таманской зоне возрастает до 40–42 км, поскольку столь же мощный чехол там испытал позднекайнозойское деформационное утолщение. В пределах Большого Кавказа, который представлял собой промежуточную область между Скифской плитой и глубоководным прогибом Зоны южного склона, до начала позднекайнозойских преобразований мощность коры варьировала. Она достигала ~42 км в Центральном Кавказе и уменьшалась до ~35–36 км в Северо-Западном и Восточном Кавказе. Поскольку Центральный и Восточный Кавказ

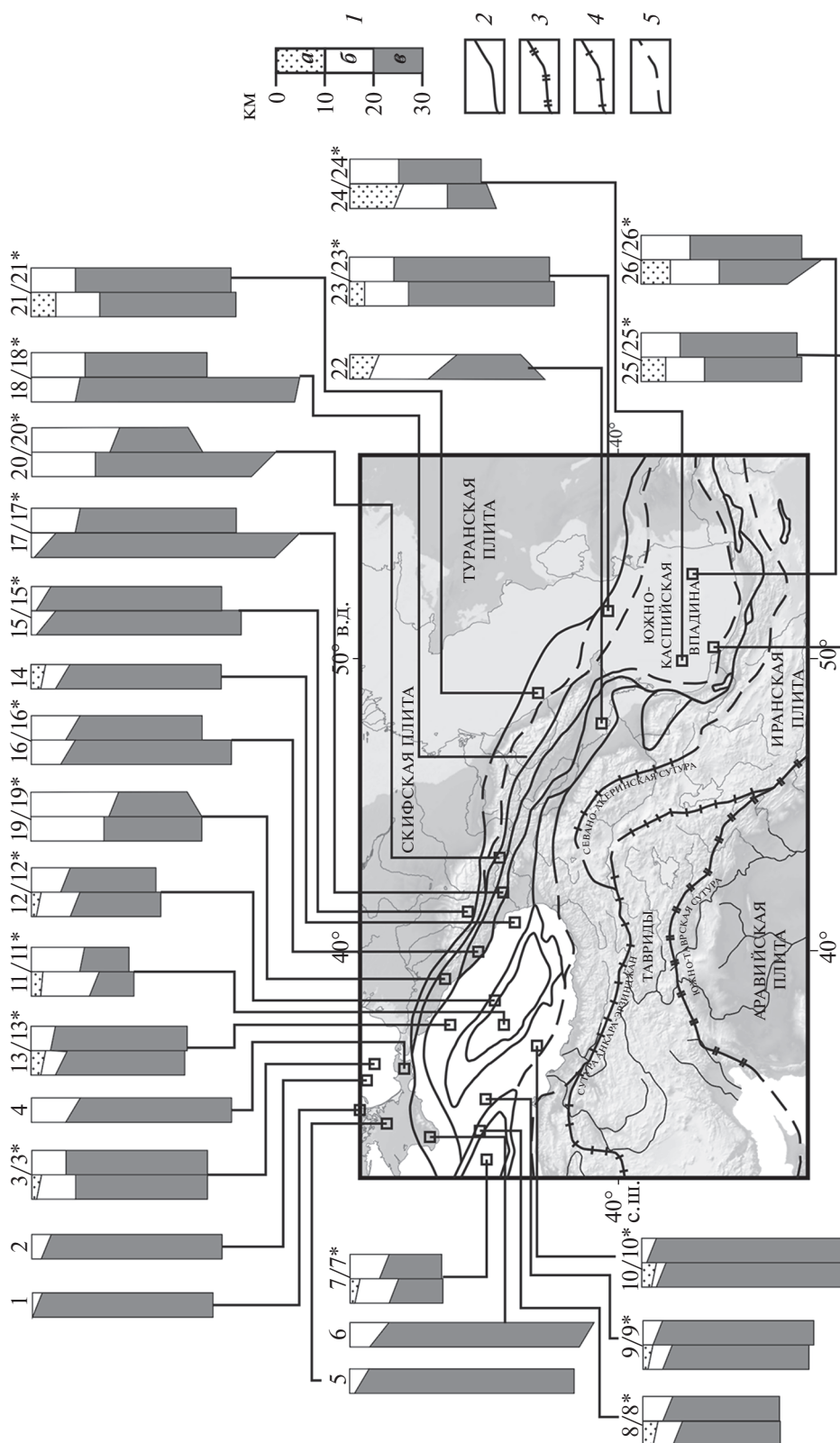


Рис. 7. Строение земной коры в разных тектонических зонах Черноморско-Кавказско-Каспийского региона.

Номера разрезов даны в соответствии с табл. 1.

1 — разрезы земной коры (слева указан масштаб разреза); а — осадочный чехол, б — осадочный чехол без среднего миоцена — квартера, в — кристаллический фундамент; 2 — границы тектонических зон, показанных на рис. 2; 3 — сuture Неотетиса; 4 — сuture Мезотетиса; 5 — предполагаемые продолжения сuture и границ тектонических зон

Таблица 1. Мощности земной коры и осадочного чехла в тектонических областях Черноморско-Кавказско-Каспийского региона.

Номер разреза	Тектонические области	Мощность коры, км	Мощность чехла, км	Мощность $N_1^2 - Q$, км
1	Восточно-Европейская платформа, Азовское море	36–38 [72]	0–2 [88]	–
2	Срединно-Азовское поднятие, Скифская плита	38–40 [72, 88]	2–4 [88]	–
3	Азово-Кубанский прогиб	36 [4, 72]	9 [45, 88]	1–2 [4]
3*	Азово-Кубанский прогиб, N_1^2	36	7	–
4	Керченско-Таманская складчатая область	40–42 [4]	6–12 [88]	3 [88]
5	Степной Крым, Скифская плита	44–48 [4]	1–4 [52]	–
6	Горный Крым	47–50 [4, 88]	3–9 [32, 51]	–
7	Западно-Черноморская впадина, осевая часть	19 [4, 87]	8–10 [87]	2.5 [4]
7*	Западно-Черноморская впадина, осевая часть, N_1^2	19	6–8	–
8	Западно-Черноморская впадина, склон	28 [4, 87]	8–6 [4, 87]	2–2.5 [4]
8*	Западно-Черноморская впадина, склон, N_1^2	28	4–6	–
9	Вал Андрусова (северная часть поднятия Андрусова–Архангельского)	28–30 [4, 87]	4–6	2–2.5 [4]
9*	Вал Андрусова, N_1^2	30	2–4	–
10	Вал Архангельского (южная часть поднятия Андрусова–Архангельского)	32 [4, 87]	3–5 [4, 87]	2–2.5 [4]
10*	Вал Архангельского, N_1^2	32	1–3	–
11	Восточно-Черноморская впадина, осевая часть	19–22 [72, 87]	12–14 [4, 72]	2.5 [4]
11*	Восточно-Черноморская впадина, осевая часть, N_1^2	20	10–11	–
12	Восточно-Черноморская впадина, склон	28 [4, 72, 87]	8–10 [4, 72]	2–2.5 [4]
12*	Восточно-Черноморская впадина, склон, N_1^2	28	6–8	–
13	Поднятие Шатского	32 [4, 79]	5–8 [4, 88]	2–2.5 [4]
13*	Поднятие Шатского, N_1^2	32	3–5	–
14	Поднятие Шатского, юго-восточная часть	38–40 [4, 87]	5–8 [4]	2–2.5 [4]
15	Лабино-Малкинская зона	43 [23]	1–5 [9, 32]	–
15*	Лабино-Малкинская зона, N_1^1	38–39 [45]	1–4	–
16	Северо-Западный Кавказ	41 [45]	6–9 [4, 9, 29]	–
16*	Северо-Западный Кавказ, N_1^1	35 [45]	7–10 [45]	–
17	Центральный Кавказ	50–55 [23]	0–5 [9]	–
17*	Центральный Кавказ, N_1^1	42 [45]	2–7.5 [9, 45]	–
18	Восточный Кавказ	54–55 [23]	9–10 [23, 29]	–
18*	Восточный Кавказ, N_1^1	36 [45]	11 [45]	–
19	Зона южного склона Большого Кавказа, северо-западная часть	35 [45]	15 [4, 45]	–
19*	Зона южного склона Большого Кавказа, северо-западная часть, N_1^1	34 ± 2 [45]	16–18 [45]	–
20	Зона южного склона Большого Кавказа, центральная и восточная части	45–50 [23]	13 [23]	–
20*	Зона южного склона Большого Кавказа, центральная и восточная части, N_1^1	34 ± 2 [45]	16–18 [48]	–
21	Дербентский прогиб	42 [23]	14 [23, 25]	5 [25]

Таблица 1. (Окончание)

Номер разреза	Тектонические области	Мощность коры, км	Мощность чехла, км	Мощность N_1^2-Q , км
21*	Дербентский прогиб, N_1^2	41	9	—
22	Апшеронский порог	35–40 [16, 17]	16–22 [16]	4–6 [16]
23	Нижнекуринская впадина	42 [23]	12 [23, 39]	3 [23, 39]
23*	Нижнекуринская впадина, N_1^2	41–42	9	—
23	Западная часть Южно-Каспийской впадины	28–30 [3, 25]	20 [3, 25]	9–11 [2, 25]
23*	Западная часть Южно-Каспийской впадины, N_1^2	27	10	—
24	Южная часть Южно-Каспийской впадины	33 [92]	13 [92]	5 [92]
24*	Южная часть Южно-Каспийской впадины, N_1^2	32	8	—
25	Восточная часть Южно-Каспийской впадины	30–37 [16, 25]	16 [2, 16, 25]	6 [2, 16, 25]
25*	Восточная часть Южно-Каспийской впадины, N_1^2	33	10	—

Примечание. * — рассчитанные мощности земной коры и осадочного чехла. В квадратных скобках приведены ссылки на использованную литературу.

подверглись интенсивным киммерийским деформациям, но отреагировали на них по-разному, можно полагать, что эти различия связаны с изначальной неоднородностью коры южного края Скифской плиты. Возможно, под Азово-Кубанским прогибом, Керченско-Таманской зоной и Северо-Западным Кавказом земная кора была более мафической, чем под Центральным Кавказом и Степным Крымом. Аналогичным образом могли отличаться от Центрального Кавказа Восточный Кавказ и Дербентский прогиб.

В пределах Зоны южного склона Большого Кавказа современная земная кора является продуктом интенсивных позднекайнозойских преобразований и имеет мощность 45–50 км на юго-востоке и в центре и ~35 км на северо-западе. Реконструированная мощность коры осевой части Кавказского прогиба до начала этих преобразований составляет 34 ± 2 км, из которых 18 ± 2 км приходятся на юрско-палеогеновый чехол. При сопоставлении этих значений с параметрами коры Южно-Каспийской, Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской впадин принимались во внимание плиоцен-четвертичные изменения этих параметров в результате интенсивного опускания и накопления мощных обломочных толщ, которые в Черном море охватили также подводные поднятия и, возможно, сопровождались увеличением водной массы. Если учесть их геодинамический эффект, получится, что мощность осадочного чехла прежде была меньше, а фундамента — больше, и строение земной коры указанных впадин окажется во многом сходным с осевым трогом кавказской части Крымско-Кавказского прогиба. Все эти впадины характеризуются более или менее значительным утонением преж-

ней континентальной коры. Однако полного ее разрыва не произошло, о чем свидетельствует отсутствие магматических признаков спрединга. На поднятиях Шатского и Андрусова–Архангельского мощность земной коры уменьшается к северу. Возможно, это отражает их расположение на южном склоне ранее существовавшего Крымско-Кавказского прогиба. Его зарождение и развитие в позднем триасе–ранней юре не связано с развитием Мезотетиса. Базальтовые дайки и силлы в лейасовых отложениях осевого прогиба Кавказа указывают на условия растяжения. Вероятно, прогиб возник как грабенообразная структура, сходная с Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской впадинами. Позднее прогиб был вовлечен в коллизионные взаимодействия, связанные с закрытием Мезотетиса, испытал сжатие со стороны Закавказской микроплиты и в палеогене, возможно, пододвигался под нее.

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО СЕЙСМОТОМОГРАФИЧЕСКИМ ДАНЫМ

Два разреза, показывающие вариации V_p и V_s , были построены по данным глобальной сети [41, 62, 73, 91]. Для характеристики распределения аномальных значений V_p и V_s использовались их отклонения от среднего значения для данного слоя в процентах. Повышенными и пониженными считались отклонения $dV_p \geq 0.25$ и $dV_s \geq 0.5$. На основе таких разрезов, построенных для разных территорий, предложена модель верхнемантийных течений, которые распространяются от суперплюмов типа Эфиопско-Афарского и Тихоокеанского, перемещают литосферные плиты и обеспечивают их взаимодействие; выявлены ком-

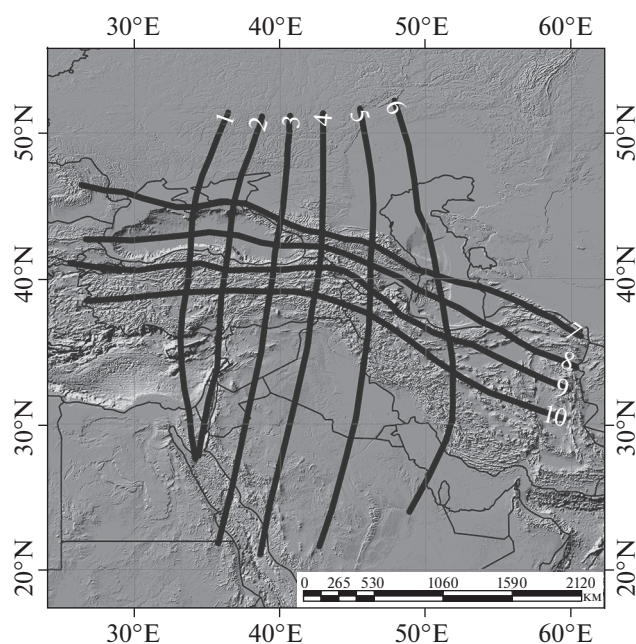


Рис. 8. Положение сейсмотомографических разрезов верхней мантии Черноморско-Кавказско-Каспийского региона.

пенсирующие нисходящие потоки в мантии, образованные отторженными фрагментами метаморфически уплотненной литосферы и теми субдуцированными слэбами, которые проникают ниже переходного слоя мантии (~400–700 км) [41]. Однако большинство слэбов на уровне этого слоя переходят в горизонтальные линзы, направленные от субдуцируемых плит [15, 66, 77].

Позднее было построено 12 сейсмотомографических разрезов мантии [46], базой данных для которых послужила объемная модель вариаций скоростей продольных (P) волн MIT-P08 [76]. Модель представляет собой значения отклонения скоростей (dV_p) от среднего значения первого приближения, заданные в процентах. При ее расчете использовались времена вступления различных фаз преломленных волн на различных частотах с коррекцией за рельеф суши и дна акваторий. Модель MIT-P08 имеет переменную детальность, зависящую от плотности приемных станций и сейсмических событий, и содержит улучшенное отображение орогенных поясов, зон субдукции и районов с развитой сейсмологической сетью. Сейсмически активные области, к которым относится рассматриваемый регион, имеют, таким образом, существенно лучшую детальность. В верхней мантии детальность выше, чем в нижней, где плотность лучей от источника к приемнику колебаний снижена. Таким образом, модель MIT-P08 ориентирована, прежде всего, на исследование верхнемантийных неоднородностей.

Вариации скоростей имеют несколько вариантов интерпретации — термальный, вещественный и тензочувствительность. Наиболее обоснованным и часто используемым является термальный. Отрицательные значения вариации скоростей соотносят с относительно горячими объемами, а положительные — с холодными. Построенные разрезы, охватившие всю центральную часть Альпийско-Гималайского пояса, подтвердили распространение горячих верхнемантийных потоков от Эфиопско-Афарского суперплюма и выявили их сложную геометрию и многократные ветвления.

Для сопоставления неоднородностей верхней мантии с мезозой–кайнозойской тектонической зональностью земной коры региона исследования были интерпретированы исходные данные модели MIT-P08 [76] и построено 10 разрезов, продольных и поперечных к главным тектоническим зонам региона. Стандартные программные средства позволяли строить разрезы объемных моделей либо по системе трех взаимно перпендикулярных срезов по координатным осям с возможностью вращения их ориентации, либо по профилю, определяемому парой точек, которые задают положение линии большого круга на поверхности сфероида. В данной статье использован программный модуль С.Ю. Соколова, с помощью которого построены разрезы вдоль произвольных профилей, состоящих из сколь угодно длинных цепочек координатных пар, не лежащих на линии большого круга. Часть построенных разрезов близка по расположению к тем, что представлены в работе [46], тогда как другие построены вдоль новых сечений (рис. 8, рис. 9, рис. 10).

СОПОСТАВЛЕНИЕ СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ С КОРОВЫМИ ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ЗОНАМИ

Подлитосферные потоки переработали многие существовавшие неоднородности верхней мантии. Тем не менее, некоторые из них сохранились в тех местах, куда потоки не проникали или их воздействие было относительно слабым. Важнейшей такой неоднородностью явилась западная граница Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса, которая на юге совпадает с Трансформой Мертвого моря [46]. К востоку от нее, т.е. под западом Аравийской плиты, возрастает интенсивность подлитосферного потока по сравнению со Средиземноморьем. Севернее граница выражена резким различием между относительно высокоскоростной верхней мантией Западной Анатолии и более низкоскоростной верхней мантией Восточной Анатолии (см. рис. 10, разрезы 9 и 10). Под Мизийской платформой и Западным Черноморьем мощность литосферы увеличена по сравнению с Восточным Черноморьем и Малым Кавказом, и

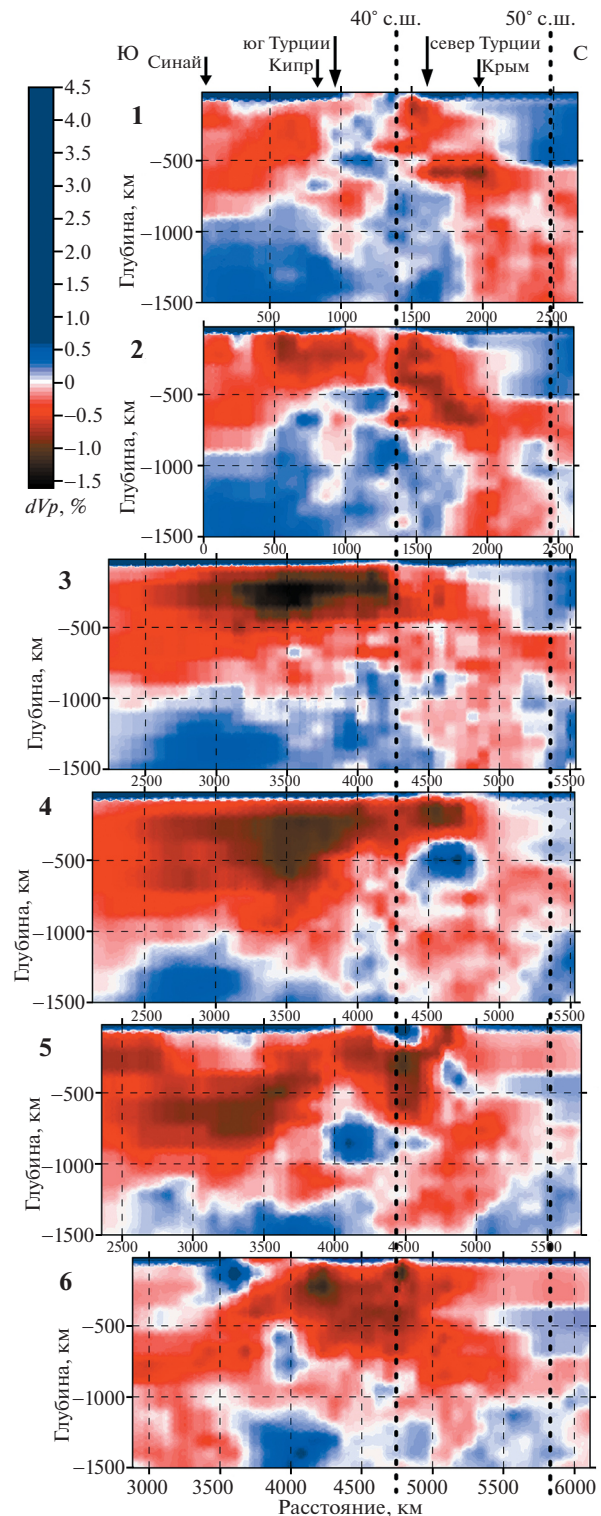
Рис. 9. Поперечные к геологическим структурам разрезы δV_p верхней мантии Черноморско-Крымско-Кавказско-Каспийского региона по сейсмотомографической модели MIT-P08 (по [46, 76], с изменениями и дополнениями).

Разрезы: **1** — от Средиземного моря через Кипр, Западную Анатолию и Горный Крым до Скифской плиты; **2** — от Синай через Восточную Турцию, Восточное Черноморье и Керченский пролив до Скифской плиты; **3** — от Западной Сирии через Восточную Анатолию и Северо-Западный Кавказ до Скифской плиты; **4** — от Центральной Аравии через Центральный Кавказ до Скифской плиты; **5** — от Красного моря через Месопотамский прогиб, Загрос, Иранскую микроплиту и Восточный Кавказ до запада Прикаспийской впадины; **6** — от Восточной Аравии через Месопотамский прогиб, Загрос, Иранскую микроплиту, Эльбурс и Каспийское море до Прикаспийской впадины

граница Аравийско-Кавказского сегмента следует на северо-запад вдоль юго-западного края вала Андрусова–Архангельского. Под валом и Восточно-Черноморской впадиной мощность литосферы составляет 100–150 км, а под Западно-Черноморской впадиной достигает 170 км (см. рис. 10, разрез 8). Возможно, малая плита, охватывавшая Закавказскую микроплиту, Черное море и Мизийскую платформу, к началу мезозоя была неоднородной и, хотя она является докембрийско-байкальским образованием, ее восточная часть подверглась в герцинское время тектоно-магматической переработке, выразившейся, в частности, в гранитных интрузиях Дзерульского массива. В итоге, литосфера восточной части плиты стала сходной с литосферой эпипалеозойских платформ, мощность которой обычно меньше, чем под докембрийскими кратонами.

Севернее граница проявляется в Добрудже, где к западу от нее на глубинах 400–750 км заканчивается объем высокоскоростной мантии, который находится под Карпатской дугой и Паннонской впадиной и, возможно, соответствует раннеальпийскому слэбу (см. рис. 10, разрез 7). Граница продолжается на северо-запад линией Тейсейра–Торнквиста, ограничивающей Восточно-Европейскую платформу. Указанное положение западной границы Аравийско-Кавказского сегмента отражает единство его тектонических зон, в частности, Горного Крыма и Большого Кавказа.

На меридиане Центрального Кавказа (см. рис. 9, разрез 4) интенсивность проявления подлитосферного потока (в смысле понижения значений dV_p) особенно велика. Судя по положению верхней кромки, поток захватывает нижнюю часть литосферы. Это отчасти может объясняться тем, что разрез 4 проходит через Эльбрусский магматический очаг. Вместе с тем, толщина потока под Центральным Кавказом и Зоной южного склона сокращена за счет низов верхней мантии по срав-



нению с более южными районами Малого Кавказа, где поток охватывает ее целиком. В рассматриваемом сечении интенсивный верхнемантийный поток полностью переработал Севано-Акеринский слэб океанской литосферы Мезотетиса, и его следы на разрезе отсутствуют. Они обнаруже-

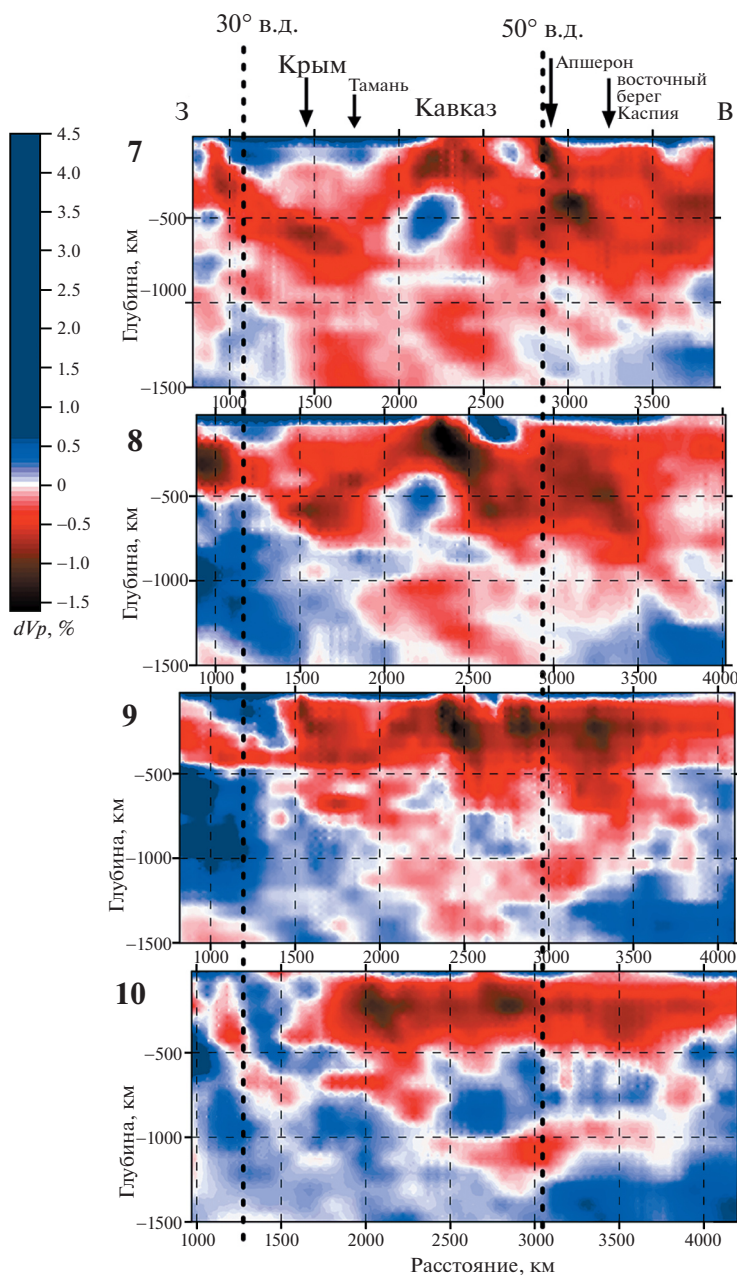


Рис. 10. Продольные к геологическим структурам разрезы δV_p верхней мантии Черноморско-Кавказско-Каспийского региона по сейсмотомографической модели MIT-P08 (по [46, 76] с изменениями и дополнениями).

Разрезы: 7 – от Карпат через Горный Крым, Большой Кавказ и Апшеронский порог до Копетдага; 8 – от Западно-Черноморской впадины через восточную часть Черного моря, Малый Кавказ и Южно-Каспийскую впадину до северного обрамления Лутского массива; 9 – от Западного Понта через Восточный Понт, Севано-Акеринскую зону и Эльбурс до Иранской микроплиты; 10 – от Западной Анатолии через Восточную Анатолию и Иранскую микроплиту до Лутского массива.

ны под Восточным Кавказом (район Саатлинской скважины), где выражены наклоненным на северо-восток клином высокоскоростной мантии на глубинах до 170 км и его возможным продолжением на глубинах 300–500 км (см. рис. 9, разрез 5 и рис. 10, разрез 8). Под Эльбурсом следы слэба отсутствуют, что может быть связано с высокой интенсивностью иранской ветви верхнемантий-

ного потока (см. рис. 9, разрез 6). Слэб океанской литосферы Неотетиса обнаружен под Загросом (см. рис. 9, разрезы 5 и 6).

На границе со слабо деформированной частью Скифской плиты верхняя мантия становится высокоскоростной (холодной) на глубину до ~550 км. Под Центральным Кавказом обнаружены при-

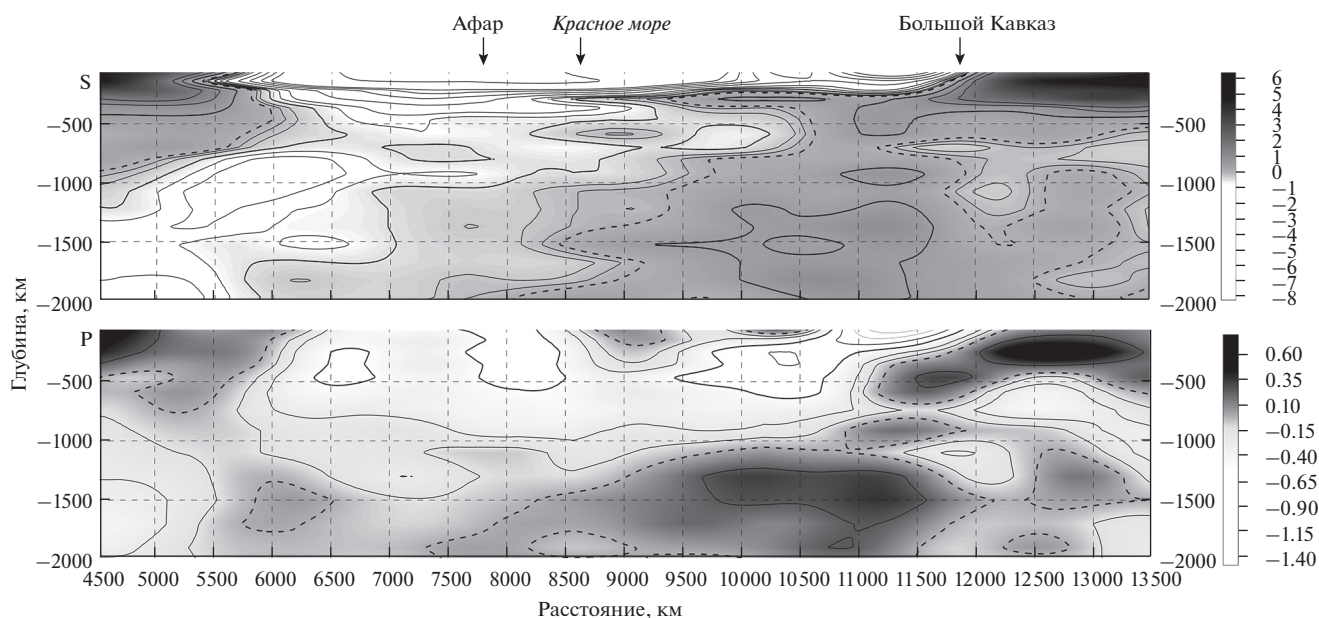


Рис. 11. Разрез δV_s и δV_p от северной части Эфиопско-Афарского суперплюма через Центральный Кавказ до Восточно-Европейской платформы (по данным [62, 73, 91]). Контуры проведены через 0.5% для S -волн и 0.25% для P -волн, пунктир проведен для нулевых значений.

знаки распространения этих холодных объемов до глубин 350–700 км под более низкоскоростную мантию, что можно интерпретировать как пододвигание литосферы Скифской плиты под Большой Кавказ (см. рис. 9, разрез 4). На разрезах через Северо-Западный Кавказ и Керченско-Таманскую складчатую область граница Альпийско-Гималайского пояса со слабо деформированной частью Скифской плиты столь же контрастна, но признаки пододвигания не обнаружены (см. рис. 9, разрезы 2 и 3), а под Горным и Степным Крымом они есть, но выражены слабее, чем под Центральным Кавказом (см. рис. 9, разрез 1). Под Восточным Кавказом и Каспийским морем признаки пододвигания отсутствуют, и относительно горячая на глубинах до 400 км верхняя мантия распространяется на северо-восток вплоть до Терско-Дербентского прогиба (см. рис. 9, разрезы 5 и 6). Возможно, это отличие строения верхней мантии Восточного Кавказа от Центрального связано с тем, что на Восточном Кавказе после киммерийской складчатости произошло метаморфическое уплотнение низов коры, компенсировавшее ее деформационное утолщение, отчего там предкелловейское поднятие было небольшим.

Значительное пододвигание литосферы Скифской плиты под Большой Кавказ фиксируется только в его центральном сегменте. Мы проверили этот результат анализом сейсмографик данных глобальной сети [62, 73, 91], демонстрирующих отклонения V_p и V_s от средних для слоя значений. Обновленная интерпретация раз-

реза верхней мантии Центрального Кавказа, построенного ранее [41], подтвердила пододвигание Скифской плиты под верхнюю мантию Кавказа (рис. 11).

Наклоном и скоростями сейсмических волн пододвинутый слэб сходен с зонами субдукции активных континентальных окраин. Однако в данном случае слабая сейсмичность слэба и его окружения исключает современную субдукцию, а геологическая ситуация не дает оснований предполагать ее на какой-либо стадии альпийского тектогенеза. Интенсивные складчато-надвиговые деформации киммерийской тектонической эпохи и завершившее ее поднятие Центрального Кавказа с выходом на поверхность палеозойского фундамента, казалось бы, свидетельствуют в пользу пододвигания северной литосферы именно в это время. Признать его можно было бы при одном из двух сценариев. Первый сценарий – выдвигание к югу блока Скифской плиты перед фронтом Центрального Кавказа по поперечным или косо ориентированным к Кавказу разломам. Однако не обнаружено ни таких разломов, ни проявлений компенсирующего растяжения в тылу блока. Второй сценарий предполагает, что пододвигание происходило не только под Центральный Кавказ, но и под соседние сегменты, где Скифская плита отличалась от центрального сегмента океаническим типом литосферы, и потому пододвигание слабо отразилось на сейсмографик разрезах. При таком сценарии надо допустить, что до начала пододвигания, т.е. в ранней юре и начале средней юры на краю пли-

ты рядом с Центрально-Кавказским сегментом существовали океанические бассейны шириной в сотни километров, которые закрылись в ходе поддвижения. Никаких оснований для такого допущения нет. Против мезозойско-кайнозойского возраста поддвижения в определенной мере свидетельствует и тот факт, что большинство складчато-надвиговых коровых структур Кавказа характеризуется южной вергентностью, а зона поддвижения наклонена к югу. Таким образом, остается предположить, что обсуждаемое поддвижение произошло в палеозое.

В Бечасынской (Лабино-Малкинской) зоне северного склона Центрального Кавказа байкальский фундамент перекрыт неметаморфизованным осадочным чехлом, который, вероятно, начинается с верхнего кембрия. Южнее, в Передовом хребте, присутствуют силурийско-девонские офиолиты и девонско-визейские островодужные вулканические породы, а в Главном хребте — метаосадочные и метавулканические образования островодужного типа с возрастом протолита от силура до визе [7, 42]. Породы Главного хребта и пластины кристаллического фундамента Передового хребта испытали региональный метаморфизм и гранитообразование с серпуховского века до позднего карбона. Палеозойская покровно-складчатая структура Передового и Главного хребтов характеризуется преобладающей северной вергентностью, которая местами искажена киммерийскими и альпийскими деформациями [43]. Все эти данные свидетельствуют о существовании зоны субдукции, по которой литосфера палеозойского океана погружалась на юг под край Гондваны, которой принадлежал Большой Кавказ. Предполагаемый по сейсмографикическим данным субдуцированный слэб свидетельствует о таком поддвижении. Возможно, центрально-кавказский край Гондваны характеризовался зрелой континентальной корой, и субдуцированный слэб содержал фрагменты континентальной коры. Связанные с этим структурно-вещественные преобразования на стадии коллизии могли стать причиной метаморфизма пород Главного хребта во второй половине карбона.

Признаки подобного поддвижения, хотя и более слабые, обнаружены под Степным Крымом (см. рис. 9, разрез 1), где выделена наклоненная на юг Северо-Крымская палеозойская сутура [52]. Таким образом, выявлено сходство строения верхней мантии под Центральным Кавказом и Крымом и его отличие от Керченско-Таманской области и Северо-Западного Кавказа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты анализа геологических данных о Черноморско-Кавказско-Каспийском регионе выявили тектоническую зональность, геодина-

мический смысл которой изменялся со временем, а сами зоны претерпели многократные деформации и смещения. В целостном виде эту зональность удалось реконструировать, начиная с лейаса, когда к северу от океана Мезотетис оформилась эпигерцинская подвижная зона Восточного Понта и Сомхето-Карабаха с относительно маломощным осадочным чехлом. Севернее располагалась Мезийско-Черноморско-Закавказская малая плита с платформенными фациями лейаса и докембрийско-байкальским фундаментом, подвергшимся в Закавказье герцинской тектоно-магматической переработке. На границе Кавказа и Каспия плита резко сужается и в Эльбурсе представлена небольшими фрагментами в зонах разломов. К северу от плиты находился относительно глубоководный прогиб, осевая часть которого, унаследованная от поздне триасового прогиба, протягивалась от Горного Крыма через Зону южного склона Большого Кавказа в Южно-Каспийскую впадину. Прогиб возник и развивался в условиях растяжения континентальной коры, утонявшейся по мере опускания. На севере прогиб граничил с краем Скифской плиты, который в зависимости от степени сиализации коры испытывал большее или меньшее опускание с накоплением мелководных морских, реже континентальных фаций.

В байосе, с началом субдукции на северном краю Мезотетиса, во всей его северной окраине вплоть до южного склона Крымско-Кавказско-Южно-Каспийского прогиба происходил островодужный вулканизм, который позднее сконцентрировался в зоне Восточного Понта и Сомхето-Карабаха, где продолжался до турона и, возможно, кампана. В эоцене, в значительной мере наследуя область островодужного вулканизма, развивался коллизионный вулканический пояс.

С конца байоса до берриаса крымская часть Крымско-Кавказско-Южно-Каспийского прогиба, северный склон его кавказской части и, в меньшей степени, край Скифской плиты испытали деформации нескольких фаз киммерийской тектонической эпохи, после которой до начала миоцена в этих областях происходило накопление шельфовых фаций. За киммерийскими событиями последовал раскол Мезийско-Черноморско-Закавказской плиты. Возникли грабенообразные структуры растяжения, которые оформились в Западно-Черноморскую и Восточно-Черноморскую впадины, заполнявшиеся морскими отложениями на утонявшейся континентальной коре. Частью этой системы прогибов, где глубоководное осадконакопление продолжалось до раннего миоцена, стала кавказско-каспийская часть Крымско-Кавказско-Южно-Каспийского прогиба.

Анализ отражения возникшей коровой структуры в скоростных неоднородностях верхней

мантии показывает, что следы этих неоднородностей в значительной мере стерты интенсивными горячими потоками, распространявшимися от Эфиопско-Афарского суперплюма. Лишь в тех участках, где интенсивность потоков ослабевала, следы верхнемантийных неоднородностей сохранились. Так, обнаруживается глубинное происхождение поднятия Архангельского-Андрусова, к западу от которого возрастает мощность литосферы. Возможно, это связано с герцинской тектономагматической переработкой восточной части Черного моря и Закавказской микроплиты. Сохраняются реликты субдупцированных слэбов, причем их сохранность не зависит от времени окончания субдукции. Например, выявлены следы слэба Неотетиса в Загросе, тогда как в зоне Южно-Таврского (Битлизовского) надвига они не обнаруживаются. Более древний слэб Мезотетиса отчетливо выражен в районе Саатлинской скважины (Азербайджан), но никак не проявился западнее и восточнее, где стерт подлитосферными потоками.

Наиболее выразительной мантийной структурой является слэб литосферы Скифской плиты под Центральным Кавказом. Это пододвигание, вероятно, произошло в карбоне в ходе герцинской субдукции палеозойского океана под край Гондваны. Уникальность структуры состоит в сохранности слэба в течение столь длительного времени, а также в его локальности. Он обнаружен только под Центральным Кавказом и, возможно, обусловлен повышенной сиаличностью этого края Гондваны. Более слабые проявления подобного слэба присутствуют под Степным Крымом. Под Северо-Западным Кавказом и южным обрамлением Керченско-Таманской зоны и под Восточным Кавказом аллохтонный клин над зоной субдукции мог иметь более мафическое (океаническое) строение, и потому геофизические отличия слэба от соседней мантии были менее контрастными и стерлись со временем. Возникшая в герцинское время концентрация коровых по своему происхождению метаморфических пород под Центральным Кавказом и Крымом обусловила в киммерийскую тектоническую эпоху их интенсивные деформации и аномальное поднятие Центрального Кавказа, приведшее к выходу на поверхность палеозойского фундамента. Более слабые различия в строении мантии проявились в северных предгорьях Кавказа и Крыма. К северу от Центрального Кавказа возникло Кавминводско-Ставропольское поднятие, разделившее Терско-Дербентскую и Азово-Кубанскую ячеи Предкавказского передового прогиба, а Центрально-Крымское поднятие стало западной границей Азово-Кубанской ячеи.

С дальнейшими преобразованиями литосферы под воздействием подлитосферной мантии, отчетливо проявленными в строении земной ко-

ры, связаны неотектонические события. Средне-позднемиоценовые отложения сnivelировали рельеф Черного моря, и в плиоцен—четвертичное время здесь происходило общее прогибание и осадконакопление. Тогда же усилилось опускание Южного Каспия, Азово-Кубанского и Терско-Дербентского прогибов. В горных частях региона в среднем и позднем миоцене происходили многофазные разломно-складчатые деформации, которые привели к образованию дифференцированных поднятий, на развитие которых наложилось общее плиоцен—четвертичное воздымание и формирование современных горных сооружений.

Благодарности. Авторы выражают благодарность анонимным рецензентам за комментарии, которые позволили улучшить статью, и редакции за высокий уровень подготовки редакционного оригинала статьи.

Финансирование. Свидетельства поперечной тектонической сегментации Альпийско-Гималайского пояса выявлены и проанализированы при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00727. Данные о новейшей структуре получены в рамках работ по бюджетной теме № АААА-А17-117030610107-3 Геологического института РАН. Данные о мезозойско—кайнозойской тектонической зональности, ее эволюции и соотношениях со строением верхней мантии проанализированы, и статья подготовлена за счет средств Российского научного фонда, проект № 17-17-01073.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адамия Ш.А., Кутелия З.А., Пландерова Э., Хуцишвили О.Д. Рэтско-геттангские отложения дизской серии Сванетии (Большой Кавказ) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313, № 2. С. 395—398.
2. Антипов М.П., Волож Ю.А., Лаврушин Ю.А., Леонов Ю.Г. Геологические события и вариации уровня Каспийского моря // Геоэкология. 1996. № 3. С. 38—50.
3. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
4. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.
5. Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Геохронология магматических, метаморфических и рудных формаций Армянской ССР. Ереван: АН Арм. ССР, 1985. 294 с.
6. Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты—Кавказ—Памир. М.: Наука, 1990. 167 с.
7. Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 347).
8. Белоусов В.В. Общая геотектоника. М.—Л.: Госгеоллиздат, 1948. 600 с.

9. Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ю.Г. Леонов (ред.). М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
10. Гаврилов Ю.О. Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: седиментология, геохимия, постседиментационные преобразования. М.: ГЕОС, 2005. 302 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 555).
11. Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1977. 181 с. (Тр. ГИН АН ГССР. Вып. 57).
12. Гарецкий Р.Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М.: Наука, 1972. 300 с.
13. Геология Азербайджана // Тектоника / В.Е. Хаин, А. Ализаде (ред.). Баку: Нафта-Пресс, 2005. Т. IV. 506 с.
14. Геология и полезные ископаемые Афганистана // Геология / В.И. Дронов (ред.). М.: Недра, 1980. Кн. 1. 535 с.
15. Жао Д., Пирайно Ф., Лиу Л. Структура и динамика мантии под Восточной Россией и прилегающими регионами // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1188–1203.
16. Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Сейсмотектоника и современные колебания уровня Каспийского моря // Геотектоника. 2002. № 2. С. 27–42.
17. Кенгерли Т.Н., Алиев Ф.А., Алиев А.М., Казимова С.Э., Сафаров Р.Т., Вахабов У.Г. Современная структура и активная тектоника южного склона Большого Кавказа в пределах Азербайджана (междуречье рр. Мазымчай и Пирсаат). Ст. 1. Геолого-тектоническая обстановка // Изв. НАН Азербайджана. Сер.: Науки о Земле. 2018. № 2. С. 19–38.
18. Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 267).
19. Книппер А.Л., Сатиан М.А., Брагин Н.Ю. Верхнетриасовые–нижнеюрские вулканогенно-осадочные отложения Старого Зодского перевала (Закавказье) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 58–65.
20. Книппер А.Л., Соколов С.Д. Офиолиты Веди (Армения): автохтон или аллохтон? // Геотектоника. 1976. № 4. С. 54–66.
21. Копп М.Л. Позднеальпийская коллизионная структура Кавказского региона // Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ю.Г. Леонов (ред.). М.: ГЕОС, 2007. С. 285–316.
22. Копп М.Л., Щерба И.Г. Кавказский бассейн в палеогене // Геотектоника. 1998. № 2. С. 29–50.
23. Краснопецева Г.В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984. 109 с.
24. Леонов М.Г. Тектоногравитационные микститы центрального сегмента Южного склона Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ю.Г. Леонов (ред.). М.: ГЕОС, 2007. С. 231–250.
25. Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Волож Ю.А., Зверев В.П., Копп М.Л., Костикова И.А., Лаврушин Ю.А. Геологические аспекты проблемы колебаний уровня Каспийского моря // Глобальные изменения природной среды / Н.Л. Добрецов, В.И. Коваленко, В.Т. Балабаев и др. (ред.). Новосибирск: СО РАН, 1998. С. 30–57.
26. Мамедов П.З. Современная архитектура Южно-Каспийского мегабассейна — результат многоэтапной эволюции литосферы в центральном сегменте Альпийско-Гималайского подвижного пояса // Изв. НАН Азербайджана. Сер.: Науки о Земле. 2010. № 4. С. 46–72.
27. Маринин А.В., Расцветаев Л.М. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики / Ю.Л. Ребецкий (ред.). М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 191–224.
28. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
29. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: МГУ, 1963. 358 с.
30. Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю., Шалимов И.В. Об аллохтонном строении Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Сер. геол. 1998. Т. 73. Вып. 3. С. 27–33.
31. Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Сер. геол. 2009. Т. 84. Вып. 3. С. 3–22.
32. Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 207 с.
33. Панов Д.И. Структурно-фациальное районирование Большого Кавказа на раннеальпийской стадии его развития (ранняя и средняя юра) // Бюлл. МОИП. Сер. геол. 1988. Т. 63. Вып. 1. С. 13–24.
34. Панов Д.И., Ломизе М.Г. Ранняя и средняя юра Большого Кавказа (стратиграфия и тектоника, вулканизм и геодинамическая эволюция) // Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ю.Г. Леонов (ред.). М.: ГЕОС, 2007. С. 39–110.
35. Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа / А.А. Белов, М.В. Сатиан (ред.). М.: Наука, 1989. С. 109–112.
36. Расцветаев Л.М. О домайкопском возрасте главной складчатости и эоцен-олигоценых олистостромах Северо-Западного Кавказа // Бюлл. МОИП. Сер. геол. 1998. Т. 73. Вып. 4. С. 70–71.
37. Расцветаев Л.М. О некоторых актуальных проблемах структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня / В.Н. Страхов, Ю.Г. Леонов (ред.). М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 333–373.
38. Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Белусова Е.А. Строение и основанный на первых результатах U/Pb-датирования детритных цирконов возраст конгломератов горы Южная Демерджи (верхняя юра, Горный Крым) // ДАН. 2018. Т. 483. № 3. С. 306–309.
39. Саатлинская сверхглубокая (СГ–1) / А. Ализаде, В.Е. Хаин (ред.). Баку: Нафта-Пресс, 2000. 288 с.
40. Соколов С.А., Гайдаленок О.В. Геологическое строение восточного продолжения Горного Крыма в районе пос. Орджоникидзе, Крым // Современная тектонофизика. Методы и результаты (Мат. шестой молодежной тектонофизической школы-се-

- минара) / Ю.Л. Ребецкий (ред.). М.: ИФЗ РАН, 2019. С. 246–247.
41. Соколов С.Ю., Трифонов В.Г. Роль астеносферы в перемещении и деформации литосферы (Эфиопско-Афарский суперплюм и Альпийско-Гималайский пояс) // Геотектоника. 2012. № 3. С. 3–17.
 42. Сомин М.Л. Главные черты строения лоальпийского основания Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ю.Г. Леонов (ред.). М.: ГЕОС, 2007. С. 15–38.
 43. Сомин М.Л. Альпийская деформация комплексов основания и тектонический стиль Большого Кавказа // Ю.Г. Леонов (ред.). М.: ГЕОС, 2007. С. 111–140.
 44. Тихомиров П.Л., Прокофьев В.Ю., Калько И.А., Аплеталин А.В., Николаев Ю.Н., Кобаяси К., Накумура Э. Постколлизийный магматизм Западной Чукотки и раннемеловая тектоническая перестройка северо-востока Азии // Геотектоника. 2017. № 2. С. 32–54.
 45. Трифонов В.Г. Коллизия и горообразование // Геотектоника. 2016. № 1. С. 1–23.
 46. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. Строение мантии и тектоническая зональность центральной части Альпийско-Гималайского пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 4. С. 1127–1145.
 47. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
 48. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
 49. Шемпелев А.Г., Заалишвили В.Б., Кухмазов С.У. Глубинное строение западной части Центрального Кавказа по геофизическим данным // Геотектоника. 2017. № 5. С. 20–29.
 50. Шнюков Е.Ф., Шербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев: НАНУ, 1997. 288 с.
 51. Юдин В.В. Геологическая Карта и Разрезы Горного, Предгорного Крыма / Масштаб 1 : 200000. Симферополь: Союзкарта, 2009.
 52. Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Симферополь: Диайпи, 2011. 335 с.
 53. Яковлев Ф.Л. Первый вариант трехмерной модели строения осадочного чехла Северо-Западного Кавказа по данным поля складчатых деформаций // Проблемы тектонофизики / Ю.Л. Ребецкий (ред.). М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 335–345.
 54. Яковлев Ф.Л. Реконструкция структур линейной складчатости с использованием объемного балансирования // Физика Земли. 2009. № 11. С. 1023–1034.
 55. Яковлев Ф.Л. Опыт построения сбалансированной структуры восточной части альпийского Большого Кавказа по данным количественных исследований линейной складчатости // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2012. Вып. 19. № 1. С. 191–214.
 56. Adamia S. A., Chkhotia T. G., Gvartadze T. T., Lebanidze Z. A., Lursmanashvili N. D., Sadradze N. G., Zakariaia D. P., Zakariadze G. S. Tectonic setting of Georgia – Eastern Black Sea: a review, In *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*, Ed. by M. Sosson, R. A. Stephenson, S. A. Adamia / Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. Vol. 428. P. 11–40.
 57. Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation // Int. J. Earth Sci. 2005. Vol. 94. P. 401–419.
 58. Akinci A. C., Robertson A. H. F., Ünlügenç U. C. Sedimentary and structural evidence for the Cenozoic subduction-collision history of the Southern Neotethys in NE Turkey (Çağlayancerit area) // Int. J. Earth Sci. 2016. Vol. 105. P. 315–337.
 59. Alavi M. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain System in Iran // J. Geodynam. 1996. Vol. 21. № 1. P. 1–33.
 60. Asiabanha A., Foden J. Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran // Lithos. 2012. Vol. 148. P. 98–111.
 61. Avagyan A., Shahidi A., Sosson M., Sahakyan L., Galoyan G., Muller C., Vardanyan S., Bahar Firouzi Kh., Bosch D., Danelian T., Asatryan G., Mkrtchyan M., Ali Shokri M. New data on the tectonic evolution of the Khoy region, NW Iran, In *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*, Ed. by M. Sosson, R. A. Stephenson, S. A. Adamia / Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. Vol. 428. P. 99–116.
 62. Becker T. W., Boschi L. A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // Geochem. Geophys. Geosyst. 2002. Vol. 3. Pap. no 2001GC000168, <http://www.geophysics.harvard.edu/geodyn/tomography/>
 63. Çelik H. The effect of linear coarse-grained slope channel bodies on the orientations of fold developments: a case study from the Middle Eocene – Lower Oligocene Kirkgeçit Formation, Elazığ, Eastern Turkey // Turkish J. Earth Sci. 2012. Vol. 21. P. 1–21.
 64. Danelian T., Asatryan G., Sahakyan L., Galoyan G. H., Sosson M., Avagyan A. New and revised Radiolarian biochronology for the sedimentary cover of ophiolites in the Lesser Caucasus (Armenia), In *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*, Ed. by M. Sosson, N. Kaymakci, R. A. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko / Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2010. Vol. 340. P. 383–391.
 65. Danelian T., Galoyan G., Rolland Y., Sosson M. Palaeontological (Radiolarian) Late Jurassic age constraint for the Stepanavan ophiolite (Lesser Caucasus, Armenia) // Bull. Geol. Soc. Greece. 2007. Vol. 40. P. 31–38.
 66. Fukao Y., Widiyantoro S., Obayashi M. Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region // Rev. Geophys. 2001. Vol. 39. P. 291–323.
 67. Galoyan G. H., Melkonyan R. L., Atayan L. S., Chung S.-L., Khorenyan R. H., Lee Y.-H., Amiraghyan S. V. On the petrology and geochemistry of Jurassic magmatites of the Somkheto segment of Somkheto-Karabagh tectonic zone (Northern Armenia) // Izvestiya Natsionalnoi Akademii Nauk Respubliki Armeniya, Nauki o Zemle. 2018. Vol. 71. № 1. С. 3–27.
 68. Galoyan G., Rolland Y., Sosson M., Corsini M., Melkonian R. Evidence for superposed MORB, oceanic plateau and volcanic arc series in the Lesser Caucasus (Stepanavan, Armenia) // Comptes Rendus Geosci. 2007. Vol. 339. P. 482–492.

69. Geological Map of Iran. Sheet No. 1. Scale 1 : 1000000, (Tehran: Nation. Iranian Oil Comp., Iran), 1978.
70. Geological Map of Iran. Sheet No. 3. Scale 1 : 1000000, (Tehran: Nation. Iranian Oil Comp., Iran), 1977.
71. Geological Map of Turkey. Scale 1 : 2000000 / Compiled by E. Bingöl, (Ankara: General Director. Mineral Res. Explor., Turkey), 1989.
72. *Gobarenko V., Yegorova T., Stephenson R.* Local tomography model of the northeastern Black Sea: intraplate crustal underthrusting, In *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*, Ed. by M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia / Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. Vol. 428. P. 221–239.
73. *Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S.* Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth // *GSA Today*. 1997. Vol. 7. P. 1–7.
74. *Hassanzadeh J., Ghazi A.M., Axen G., Guest B.* Oligo-miocene mafic-alkaline magmatism north and north-west of Iran: evidence for the separation of the Alborz from the Urumieh–Dokhtar magmatic arc // *GSA Abstr. Progr.* 2002. Vol. 34. P. 331.
75. *Hessami K., Koyi H.A., Talbot C.J., Tabasi H., Shabanian E.* Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt Zagros Mountains // *J. Geol. Soc. London*. 2001. Vol. 158. P. 969–981.
76. *Li C., van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S.* A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. Vol. 9. № 5. P. 1–21.
77. *Maruyama S., Santosh M., Zhao D.* Superplume, super-continent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle Boundary // *Gondwana Research*. 2007. Vol. 11. P. 7–37.
78. *Meijers M.J.M., Vrouwe B., van Hinsbergen D.J.J., Kuiper K.F., Wijbrans J., Davies G.R., Stephenson R.A., Kaymakci N., Matenco L., Saintot A.* Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): Implications for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region // *Lithos*. 2010. Vol. 119. P. 412–426.
79. *Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S., Al-mendinger O.A., Fokin P.A., Gabdullin R.R., Khudoley A.K., Kopaevich L.F., Mityukov A.V., Petrov E.I., Rubtsova E.V.* Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region, In *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*, Ed. by M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia / Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. Vol. 428. P. 241–264.
80. *Okay A.I., Sahintürk O.* Geology of the Eastern Pontides, In *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding*, Ed. by A.G. Robinson / Areas. Am. Assoc. Petrol. Geol. 1997. Mem. 68. P. 291–311.
81. *Rolland Y., Galoyan G., Sosson M., Melkonyan R., Avagyan A.* The Armenian Ophiolite: insights for Jurassic back-arc formation, Lower Cretaceous hot spot magmatism, and Upper Cretaceous obduction over the South Armenian Block, In *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*, Ed. by M. Sosson, N. Kaymakci, R.A. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko / Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2010. Vol. 340. P. 353–382.
82. *Sahakyan L., Bosch D., Sosson M., Avagyan A., Galoyan Gh., Rolland Y., Bruguier O., Stepanyan Zh., Galland B., Vardanyan S.* Geochemistry of the Eocene magmatic rocks from the Lesser Caucasus area (Armenia): evidence of a subduction geodynamic environment, In *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*, Ed. by M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia / Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. Vol. 428. P. 73–98.
83. *Sandulescu M.* Geotectonics of Romania. Bucharest: Editura Tehnica, 1984. 336 p.
84. *Sengör, A.M.C.* The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia // *GSA Spec. Publ.* 1984. Vol. 195. 82 p.
85. *Sengör A.M.C., Yilmaz Y.* Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach // *Tectonophysics*. 1981. Vol. 75. P. 181–241.
86. *Sosson M., Rolland Y., Muëller C., Danelian T., Melkonyan R., Kekelia S., Adamia S., Babazadeh V., Kangarli T., Avagyan A., Galoyan G., Mozar J.* Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights, In *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*, Ed. by M. Sosson, N. Kaymakci, R.A. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko / Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2010. Vol. 340. P. 329–352.
87. *Starostenko V.I., Buryanov V., Makarenko I., Rusakov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitru R., Legostaeva O., Pchelarov V., Sava C.* Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin // *Tectonophysics*. 2004. Vol. 381. P. 211–233.
88. *Starostenko V., Janik T., Stephenson R., Gryn D., Rusakov O., Czuba W., Środa P., Grad M., Guterch A., Flüh E., Thybo H., Artemieva I., Tolkunov A., Sydorchenko G., Lysynchuk D., Omelchenko V., Kolomiets K., Legostaeva O., Dannowski A., Shulgin A.* DOBRE-2 WARR profile: the Earth's upper crust across Crimea between the Azov Massif and the northeastern Black Sea, In *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*, Ed. by M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia / Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. Vol. 428. P. 199–220.
89. *Stöcklin J.* Possible ancient continental margins in Iran, In *The Geology of Continental Margins*, Ed. by C.A. Burk, C.L. Drake, (Springer, Berlin, 1974), P. 873–887.
90. *Tectonic evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus*, Ed. by M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia / Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. Vol. 428. 368 p.
91. *Van der Hilst R.D., Widiyantoro S., Engdahl E.R.* Evidence of deep mantle circulation from global tomography // *Nature*. 1997. Vol. 386. P. 578–584.
92. *White R.S., McKenzie D., O'Nions R.K.* Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. P. 19683–19715.
93. *Zakariadze G.S., Bogdanovsky O.G., Jagoulz E. et al.* REE and Nd and Sr isotope geochemistry of the Upper Triassic–Lower Jurassic tholeiitic ophiolitic complex of the Lesser Caucasus, In *Terranes of Serbia*, Ed. by V. Knežević–Đorđević, B. Krstić. Belgrade: Barex. 1996. P. 129.
94. *Zanchi A., Berra F., Mattei M., Ghassemi M., Sabouri J.* Inversion tectonics in central Alborz, Iran // *J. Struct. Geol.* 2006. Vol. 28. P. 2023–2037.

Mesozoic–Cenozoic Structure of the Black Sea–Caucasus–Caspian Region and Its Relationships with the Upper Mantle Structure

V. G. Trifonov^{a,*}, S. Yu. Sokolov^a, S. A. Sokolov^a, Kh. Hessami^b

^a*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky str., 7, 119017, Moscow, Russia*

^b*International Institute of Earthquake Engineering and Seismicity,
26 West Arghavan str., North Dibajee, Farmanieh, Tehran, I.R. Iran*

**e-mail: trifonov@ginras.ru*

The Mesozoic–Cenozoic tectonic zonation and its evolution are characterized at the base of analysis of geological data on the Black Sea–Caucasus–Caspian Region. The following tectonic zones were situated in succession to the north of the ocean of Mesotethys in the Early Jurassic: the mobile zone on the Hercynian basement; the Moesian–Black Sea–Trans-Caucasus minor plate with the Precambrian-Baikalian basement that experienced the Hercynian tectonic and magmatic remaking in Lesser Caucasus; the relatively deep-water Crimean–Caucasus–South Caspian Trough on the continental crust that thinned in a process of its extension; the southern margin of the Scythian Plate with thin sedimentary cover. In the Caucasus, the southern and northern slopes of the deep-water axial trough are identified, where the thick shelf deposits were accumulated. A subduction began in the northern margin of the Mesotethys in the Bajocian and the island-arc volcanism occurred in the Somkhети-Karabakh zone and the Eastern Pontides, the Trans-Caucasus part of the Moesian–Black Sea–Trans-Caucasus plate, and the southern slope of the Crimean–Caucasus–South Caspian Trough. The volcanism lasted in the Somkhети-Karabakh zone and the Eastern Pontides in the Cretaceous. The island-arc volcanism area was inherited by the Eocene collisional volcanic belt. The Crimean part of the Crimean–Caucasus–South Caspian Trough and its northern slope in the Caucasus underwent the Cimmerian deformation and the shelf facies accumulated there after the deformation up to the Miocene, while the relatively deep-water sedimentation lasted in the Caucasus–South Caspian part of the Crimean–Caucasus–South Caspian Trough. The Western Black Sea and the Eastern Black Sea basins of extension were originated in the Cretaceous on the continental crust of the Moesian–Black Sea–Trans-Caucasus plate that thinned in the basins during their filling by the Late Cretaceous, Paleogene and Miocene marine deposits. In the Pliocene–Quaternary, the total undifferentiated subsidence and sedimentation occurred in the Black Sea, and subsidence of the South Caspian, Azov–Kuban and Terek–Derbent basins accelerated. Several phases of the middle and late Miocene fault-fold deformation formed local uplifts in mountain parts of the region. The total uplift of mountain systems occurred in the Pliocene–Quaternary. A comparison of the formed crustal structures and the velocity heterogeneities in the Upper mantle was carried out and showed that the many heterogeneities were obliterated by sub-lithosphere flows spread out of the Ethiopian-Afar super-plume. In the mantle volumes, where the flow intensity weakened, the relics of subducted slabs remained. They are slabs of the Neotethys in the Zagros and the Mesotethys in the Lower Kura Basin, and slabs of the Scythian Plate lithosphere underthrust under the Central Caucasus and weaker under the Steppe Crimea during the Hercynian subduction.

Keywords: Crimea, Caucasus, Black Sea, Caspian region, Mesozoic, Cenozoic, tectonic zonation, tectonic evolution, Upper Mantle, seismic tomography data