



ON THE ONSET TIME AND MECHANISM OF THE GREATER CAUCASUS UPLIFT AS WELL AS GENETIC TYPE AND FILLING HISTORY OF THE CISCAUCASIA TROUGHS – TRADITIONAL AND MODERN INTERPRETATIONS

N.B. Kuznetsov ¹✉, T.V. Romanyuk ²

¹ Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 7-1 Pyzhevsky Ln, Moscow 119017, Russia

² Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, 10-1 Bolshaya Gruzinskaya St, Moscow 123242, Russia

ABSTRACT. The synthesis and analysis of new geological and geophysical data through the Black Sea-Balkan-Anatolian-Caspian megaregion been appeared during the last two decades have been carried out. All collected materials make it possible to give a completely different interpretation of long-known facts and to provide a new-level consideration of the onset time and mechanism of the Greater Caucasus uplift, as well as genetic type and filling mechanism of the Ciscaucasia troughs. It has shown that the Greater Caucasus orogen became a high and an intensively eroded mountain structure not earlier than the Pliocene. Its formation was not due to the Oligocene (or earlier) initiation of long-term tectonic near-meridional crustal shortening and slow gradual uplift, but occurred as a rapid uplift of the crustal block in the Pliocene – Quaternary in response to the delamination of a fragment of the lithosphere beneath the central part of the Caucasus region. The modern geomorphological appearance of the Greater Caucasus orogen was greatly contributed to by the deformations originated from large-amplitude right-lateral strike-slip movements with additional transpression along the regional Crimea-Caucasus-Kopetdagh fault zone, as well as from the gravitational collapse of the orogen. Most of the Cenozoic sediments, filling the Ciscaucasia troughs, have accumulated in the basin located in the northeastern part of the Eastern Paratethys. Until the Pliocene this basin was a pericratonic sedimentary basin on the southern shelf of Northern Eurasia, which experienced the accumulation of sediment transported primarily from the ancient East European and young epi-Hercynian Scythian platforms. The sedimentary basin, with relics as the Ciscaucasia troughs in the present-day structure of Ciscaucasia, was separated from the Eastern Paratethys by the rapidly uplifting Greater Caucasus orogen at the very end of the Pliocene – Quaternary and transformed into a piedmont trough wherein the sediment from the GC started to accumulate.

KEYWORDS: Greater Caucasus; Ciscaucasia; pericratonic basin; delamination; Latest Pliocene – Quaternary uplift of the Greater Caucasus; Quaternary Ciscaucasia piedmont troughs

FUNDING: The study was carried out on the state assignments of the GIN RAS and of the IPE RAS.



EDN: WMQWMI

REVIEW

Correspondence: Nikolay B. Kuznetsov, kouznikbor@mail.ru

Received: January 8, 2025

Revised: March 26, 2025

Accepted: April 14, 2025

FOR CITATION: Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., 2025. On the Onset Time and Mechanism of the Greater Caucasus Uplift as Well as Genetic Type and Filling History of the Ciscaucasia Troughs – Traditional and Modern Interpretations. *Geodynamics & Tectonophysics* 16 (3), 0825. doi:10.5800/GT-2025-16-3-0825

English version: see article page online

О ВРЕМЕНИ И МЕХАНИЗМЕ ВОЗДЫМАНИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА, ГЕНЕТИЧЕСКОМ ТИПЕ И ИСТОРИИ ЗАПОЛНЕНИЯ ПРЕДКАВКАЗСКИХ ПРОГИБОВ – ТРАДИЦИОННЫЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

Н.Б. Кузнецов¹, Т.В. Романюк²

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

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123242, Москва, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Россия

АННОТАЦИЯ. Выполнен синтез и анализ новых геолого-геофизических данных по Черноморско-Балкано-Анатолийско-Каспийскому мегарегиону, ставших доступными в последние два десятилетия. Накопленные разнородные материалы дают возможность представить совершенно иную трактовку давно известных фактов и на современном уровне рассмотреть вопросы о времени и механизме воздымания Большого Кавказа (БК), генетическом типе Предкавказских прогибов и механизме (способе) их заполнения. Показано, что ороген БК стал высокостоящим и интенсивно эродируемым горным сооружением не ранее плиоцена. Его формирование происходило не за счет длительного тектонического укорочения коры в близмеридиональном направлении и медленного постепенного подъема, которые стартовали в олигоцене (или ранее), а произошло как стремительное воздымание корового блока в плиоцене – квартере в ответ на деламинацию фрагмента литосферы под центральной частью Кавказского региона. Существенный вклад в современный геоморфологический облик орогена БК внесли деформации, вызванные крупноамплитудными правосдвиговыми движениями с дополнительной транспрессией вдоль региональной Крымско-Кавказско-Копетдагской разломной зоны, и гравитационный коллапс орогена. Кайнозойские осадочные толщи, выполняющие значительную часть объема Предкавказских прогибов, были сформированы в осадочном бассейне, расположенном в северо-восточной части Восточного Паратетиса. Этот бассейн вплоть до плиоцена представлял собой перикратонный осадочный бассейн на южном шельфе восточно-европейской части Северной Евразии, в котором шла аккумуляция седиментационных потоков, поступавших преимущественно с древней Восточно-Европейской и молодой эпигерцинской Скифской платформы. Только после быстрого воздымания орогена БК в самом конце плиоцена – квартере ороген БК отделил осадочный бассейн, реликты которого в современной структуре Предкавказья представлены Предкавказскими прогибами, от Восточного Паратетиса и этот бассейн был трансформирован в предгорный прогиб: в нем стартовало накопление седиментационного материала, поступавшего с БК.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Большой Кавказ; Предкавказье; перикратонный бассейн; деламинация; позднеплиоцен-четвертичное воздымание Большого Кавказа; предгорные Предкавказские прогибы

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследование проведено в рамках госзаданий ГИН РАН и ИФЗ РАН.

1. ВВЕДЕНИЕ

В ряду осадочных бассейнов, расположенных в периферических частях континентальных массивов, в строении которых участвуют платформенные структуры, выделяют предгорные (другие названия – передовые, краевые, форландовые и др.) и перикратонные прогибы. Еще в работе [Arkhangelsky, Shatsky, 1933, с. 141] было отмечено, что предгорные прогибы «представляют области накопления мощных толщ новых осадков, сносимых с соседних поднятых участков складчатой системы». На основе этих позиций система Предкавказских прогибов была интерпретирована как система предгорных прогибов [Arkhangelsky, 1927], парагенетически связанных с горным сооружением Большого Кавказа (БК) и заполненных преимущественно продуктами эрозии слагающих это горное сооружение вещественных комплексов. Из этого следует, что генетическая принадлежность (тектоническая природа) и история заполнения Предкавказских прогибов в основных чертах были намечены еще в конце первой четверти XX в., то есть почти 100 лет назад.

Представления о Предкавказских прогибах как о предгорных (и что то же самое – передовых, краевых, форландовых) бассейнах до сих пор доминируют среди ученых разных специальностей в науках о Земле, в том числе среди тектонистов и геологов-нефтяников. Эти суждения лежат в основе тектонических [Milanovsky, Khain, 1963; Sharafutdinov, 2003; Nikishin et al., 2010; Popkov, 2010] и палеогеографических [Popov et al., 2009; Beluzhenko, 2011; Popov, Patina, 2023] концепций, а также стратегий поисков и разведки залежей углеводородного сырья и построения численных моделей эволюции генерационно-аккумуляционных углеводородных систем Северокавказского региона и Предкавказья [Afanasenkov et al., 2007; Kerimov et al., 2021].

В эпохальной монографии [Milanovsky, Khain, 1963, с. 287] отмечено, что уже с олигоцена «Кавказ вступает в заключительную стадию <...> развития – стадию формирования крупных складчато-глыбовых поднятий (мегаантиклинорий) и сопряженных с ними краевых и межгорных прогибов». И далее в следующем абзаце – «Большой Кавказ в олигоцене превращается в

орографически выраженное, растущее вверх и в ширину поднятие, начинающее поставлять песчано-глинистый материал в окаймляющие его депрессии» [Milanovsky, Khain, 1963, с. 287]. В работе [Popkov, 2010, с. 25] отмечено: «Находящийся к северу от складчато-орогенных сооружений Западного Кавказа <...> Западно-Кубанский предгорный прогиб заложился в олигоцене на южном погружении Скифской плиты». Фактически аналогичные представления высказаны в работах А.М. Никишина и его учеников.

Несколько более молодым возраст начала формирования БК считал В.В. Белоусов. Он полагал, что «на границе майкопа и чокракского века¹ <...> на месте прежнего Кавказского бассейна возникает область интенсивных восходящих движений дневной поверхности, которые и начинают закладывать Кавказский хребет уже в современном понимании этого слова» [Belousov, 1940, с. 67].

Еще моложе момент начала «современного» горообразования и связанного с ним начала формирования Предкавказских прогибов определен в работе [Timoshkina et al., 2010], а также в подготовленной под научным руководством Н.В. Короновского кандидатской диссертации [Klavdieva, 2007]. В первой из этих работ на основании математического моделирования эволюции Предкавказья авторы пришли к выводу о том, что новейшее и современное горообразование на БК произошло в три стадии. Эти три стадии были связаны с региональным сжатием, проявленным в тарханское, конкско-раннесарматское и понтийское время, соответственно, 16.6–15.8, 14.3–12.3 и 7.0–5.2 млн лет назад [Timoshkina et al., 2010]. В работе [Klavdieva, 2007] с использованием близких подходов было показано, что начало интенсивного воздымания БК приходится на поздний сармат (около 10 млн лет назад).

В последнее время некоторые исследователи вновь остро поставили вопрос о механизме и истории заполнения Предкавказских прогибов [Kuznetsov et al., 2023, 2024a, 2024b; Kolodyazhny et al., 2024a, 2024b, 2024c; Postnikova et al., 2024; Dantsova et al., 2024; Patina et al., 2024a, 2024b]. То есть вопрос о тектонической природе Предкавказских прогибов, который, казалось бы, был решен еще сто лет назад основоположниками отечественной геологической науки, снова поставлен в повестку дня.

Вопрос о времени воздымания БК, а в более широком контексте – Крымско-Кавказского орогена, включающего также Горный Крым и Малый Кавказ, ученые-геологи начали обсуждать во время господства в конце XIX и начале XX в. геосинклинальных концепций. Согласно тем представлениям в Кавказском регионе чередование процессов прогибания и орогенических

процессов в течение позднего докембрия и фанерозоя было проявлено многократно. При этом новейшее воздымание Кавказа и формирование его высокогорного облика, близкого к современному, по-видимому, одним из первых было показано Н.И. Андрусовым на составленных им палеогеографических картах для раннего миоцена [Andrusov, 1896]. Известны и широко распространены до настоящего времени представления А.Д. Архангельского [Arkhangelsky, 1923; и др.] о том, что горообразование на БК и формирование сопряженного с этим горным хребтом предгорного Предкавказского прогиба, выполненного продуктами эрозии этого горного сооружения, стартовали еще в олигоцене. Представления об олигоцене возрасте начала воздымания БК нашли отражение в классических работах [Arkhangelsky, Shatsky, 1933; Arkhangelsky et al., 1937; Arkhangelsky, 1941; Milanovsky, Khain, 1963; Muratov, 1967; Milanovsky, 1968; и мн. др.].

Однако еще до Великой Отечественной войны чл.-корр. АН АрССР Л.А. Варданянц (сотрудник Сейсмологического института АН СССР, а позже – ВСЕГЕИ) писал о том, что горный рельеф БК возник лишь в самом недавнем геологическом прошлом. В частности, в монографии [Vardanyants, 1948, с. 31] со ссылками на свои довоенные исследования и публикации [Vardanyants, 1933a, 1933b] Л.А. Варданянц писал: «Воздымание Кавказа и расчленение его рельефа, т.е. формирование современного высокогорного облика этой страны, началось еще в апшероне, но с особой интенсивностью проявилось лишь в постплиоцене и в основном закончилось к началу хвалынского века»². Но представления Л.А. Варданянца в то время не нашли поддержки в геологическом сообществе, и до настоящего времени фактически общепринятой остается система взглядов, основа которой была заложена еще академиком А.Д. Архангельским [Arkhangelsky, 1923, 1927, 1941 и др.], согласно которой воздымание современного орогена БК началось еще в палеогене, а возможно и ранее. Эта система взглядов наиболее развернуто изложена в монографии [Milanovsky, Khain, 1963]. В настоящее время эти представления переведены из используемой тогда фиксистой тектонической терминологии в современные мобилистские термины. При этом понимание по существу вопросов региональной геологии Кавказского региона претерпело лишь незначительные (косметические) изменения и полностью доминирует в российской и по большей части в международной геологической литературе.

В соответствии с этими представлениями БК трактуют как компрессионную структуру, образованную в результате столкновения Аравии с Евразией [Vincent et al., 2007; Mumladze et al., 2015; Ismail-Zadeh et al.,

¹ Майкоп – майкопская серия, по современным представлениям охватывает стратиграфический диапазон – рюппельский и хатский ярусы олигоцена, аквитанский и бурдигальский ярусы нижнего миоцена, имеет возрастные рубежи ~34–16 млн лет, а чокракский век – время накопления чокракского регионаруса Восточного Паратетиса (лангийский ярус международной хроностратиграфической шкалы и общей стратиграфической шкалы России) – возрастные рубежи ~15.5–14.0 млн лет.

² По современным представлениям нижний возрастной рубеж апшеронского времени около 2 млн лет [Tesakov, 2021], а возрастной диапазон хвалынского времени – 46.0–12.5 тыс. лет [Makshaev, Tkach, 2023].

2020; Mossar et al., 2022; Vasey et al., 2020, 2023; и ссылки в данных работах]. В этих публикациях отмечено, что БК – это альпийский коллизионный ороген, возникший в качестве самостоятельной структуры на месте юрско-палеогенового глубоководного рифтового трога. При этом основным механизмом воздымания орогена БК считают тектоническое укорочение коры вкрест его простирания под действием режима общего регионального близмеридионального сжатия, обусловившего деформации и утолщение коры [Ershov et al., 1999; Afanasenkov et al., 2007; Timoshkina et al., 2010; Nikishin et al., 2010; Vasey et al., 2020, 2023; и ссылки в данных работах]. Концептуальная схема формирования БК, представления о ключевых временных рубежах и механизме образования БК на примере его западного сегмента проиллюстрированы на рис. 1.

Несмотря на большой объем накопленных к настоящему времени геолого-морфологических, сейсмиче-

ских и других данных [Leonov, 2007; Kopp, Kurdin, 1980; Kopp, 1997; Dotduev, 1986; Rastsvetaev, 1989; Bazhenov, Burtman, 1987; Leonov et al., 2001; State Geological Map..., 2000, 2002; Popkov, 2006; Panov, Lomize, 2007; Kamzolkin et al., 2018; Somin et al., 2013; Rogozhin et al., 2015; Pavlenkova et al., 2022; Cowgill et al., 2016; Gamkrelidze et al., 2020; Vasey et al., 2020, 2023; Vincent et al., 2005, 2007, 2011, 2013, 2014, 2020; и ссылки в данных работах], до сих пор нет консенсуса в понимании тонких деталей внутреннего строения сложноустроенного горного сооружения БК, а также нет общепризнанной содержательной интерпретации различий в строении и истории формирования его разных частей (см. далее Разделы 3 и 6).

Вопрос о времени воздымания и механизме формирования БК напрямую связан с пониманием генетической природы Предкавказских прогибов и механизма (способа) их заполнения. В середине 20-х годов XX в.

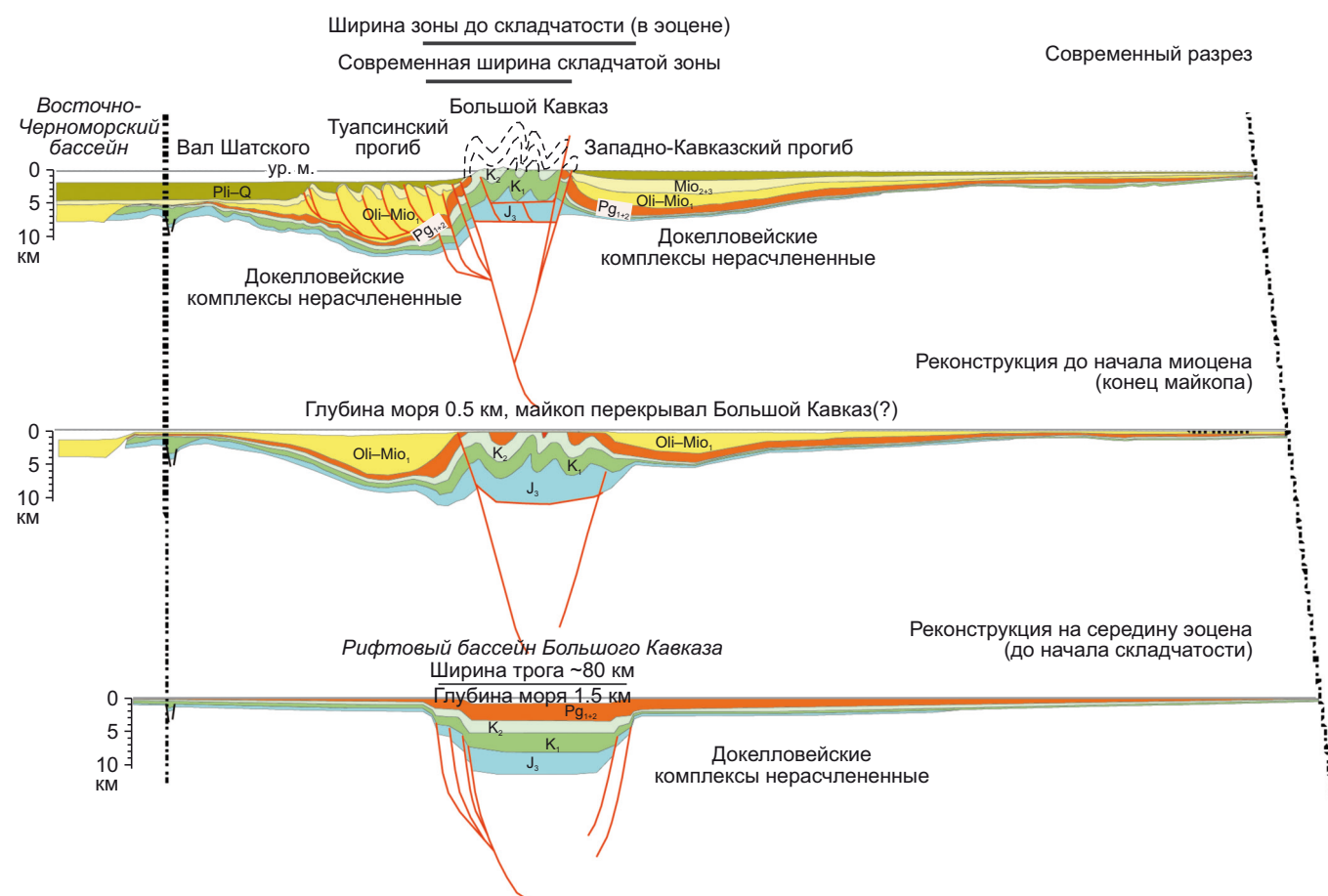


Рис. 1. Реконструкция геологической истории района западной части Большого Кавказа и сопряженных краевых прогибов (по [Nikishin et al., 2010]).

Pli-Q – плиоцен – квартер, Mio₂₊₃ – средний – верхний миоцен, Oli-Mio₁ – олигоцен – ранний миоцен (майкоп), Pg₁₊₂ – палеоцен – эоцен, K₂ – поздний мел, K₁ – ранний мел, J₃ – келловей и поздняя юра. Жирными красными линиями показаны разломы, серыми – эродированные толщи мела – эоцена.

Fig. 1. Reconstruction of the geological history of the western part of the Greater Caucasus and adjacent troughs (after [Nikishin et al., 2010]).

Pli-Q – Pliocene – Quaternary, Mio₂₊₃ – Middle – Upper Miocene, Oli-Mio₁ – Oligocene – Early Miocene (Maikop), Pg₁₊₂ – Paleocene – Eocene, K₂ – Late Cretaceous, K₁ – Early Cretaceous, J₃ – Callovian and Late Jurassic. Bold red lines show the faults, gray lines stand for Cretaceous – Eocene eroded strata.

А.Д. Архангельский впервые выделил кайнозойский прогиб, занимающий западную часть Северного Предкавказья, большую часть Азовского моря и Степного Крыма, и назвал этот прогиб Причерноморским [Arkhangel'sky, 1923]. Спустя треть века для этого прогиба М.В. Муратов ввел в обиход название Индоло-Кубанский прогиб – по названиям р. Индол в Крыму и р. Кубань на БК и на западе Предкавказья [Muratov, 1955], которое стало сейчас фактически общепринятым. Этот прогиб и/или некоторые его части фигурируют в литературе также под названиями Азово-Кубанский, Кубанский, Западно- и Восточно-Кубанский, Западно-Кавказский и др. А.Д. Архангельский и М.В. Муратов трактовали Индоло-Кубанский прогиб и отдельные его структурные элементы, и в частности Кубанский прогиб, как предгорный, заполненный преимущественно продуктами эрозии Крымско-Кавказского орогена. До самого последнего времени эти традиционные представления доминировали. Так, согласно палеогеографическим реконструкциям [Popov, Patina, 2023] в раннем олигоцене и раннем миоцене на том месте, где сейчас расположен ороген БК, существовала низкогорная островная суша (архипелаг островов) – источник тонкообломочного материала (рис. 2, а, б). Оligocen-нижнемиоценовую майкопскую серию в Индоло-Кубанском прогибе интерпретируют как нижнюю (тонкую) молассу, которая сложена продуктами разрушения западного сегмента орогена БК на начальных стадиях его воздымания [Milanovsky, Khain, 1963; Muratov, 1967; Milanovsky, 1968; Kholodov, Nedumov, 1981; и мн. др.]. Одним из оснований для реконструкции существования уже в олигоцене поднятия на месте будущего орогена БК (в частности, его западного сегмента) является отсутствие в области западного сегмента современного БК осадочных толщ моложе олигоцена. Однако возможно, что такие толщи на месте будущего западного сегмента БК существовали, но в более позднее время в процессе воздымания этого орогена они были выведены в область размыва и полностью эродированы.

Широко распространены представления о том, что с середины миоцена БК уже представлял собой обширную и интенсивно эродируемую сушу [Andrusov, 1896; Zhizhchenko, 1940; Milanovsky, Khain, 1963; Milanovsky, 1968]. Эти представления нашли отражение и в новейших публикациях [Popov, Patina, 2023] (рис. 2, в, г). Пост-олигоценовые толщи Индоло-Кубанского прогиба и северного склона западного сегмента БК интерпретированы как моласса – признак высокого стояния, по крайней мере, некоторых районов западного сегмента орогена БК, основного поставщика эрозионного материала в эти толщи [Milanovsky, Khain, 1963; Muratov, 1967; Milanovsky, 1968]. Известные позднеолигоценовые и постолигоценовые грубообломочные хаотически устроенные (олистостромовые) комплексы, развитые в Предкавказье и на северном склоне западного сегмента БК [Charnotsky, Gubkin, 1910; Gubkin, 1912, 1913], многие исследователи склонны интерпретировать как

маркеры существования высокогорного рельефа в области БК начиная с позднего олигоцена. Однако в доступной современной геологической литературе нам не удалось найти публикаций с описанием и обоснованием возраста грубообломочных хаотически устроенных (олистостромовых) комплексов. Исключение составляет работа [Marinin et al., 2011], в которой описаны олистостромы в эоценовой(?) существенно глинистой толще северного склона северо-западного сегмента БК. На основе приведенных в работе материалов ее авторами сделан вывод о том, что проявленные в исследованном регионе орогенные движения, включая складчатые и разрывные деформации, обусловили проявления тектонической эрозии с образованием олистолитов и крупных олистоплак, сгруженных в глинистом разрезе эоцена.

Предкавказье и акватория Среднего Каспия – это нефтеносный регион, одним из важнейших нефтематеринских комплексов которого со времен ранних работ И.М. Губкина принято обоснованно считать майкопскую серию [Gubkin, 1912, 1913]. За прошедшие с тех пор уже более 110 лет представления о нефтематеринских свойствах пород майкопской серии получили всестороннее обоснование. За два последних десятилетия в Предкавказье и акватории Среднего Каспия выполнен большой объем бурения, накоплена база геохимических и пиролитических данных по свойствам и степени преобразования нефтематеринских пород; проведены высокдетальные сейсмические исследования и др. Это привело к появлению сейсмостратиграфических материалов высокого разрешения по всему региону.

Параллельно в геологическую практику исследований происходило внедрение новых технологий, таких как:

- (1) сейсмическая томография, позволяющая выявлять локальные детали строения коры и верхней мантии;
- (2) U-Pb датирование по циркону магматических тел, позволяющее оценивать их возраст с точностью до 1–2 млн лет и меньше, а в некоторых случаях даже реконструировать многостадийную историю становления сложноустроенных магматических и метаморфических комплексов;
- (3) низкотемпературная термохронометрия, включающая метод фишен-трек и другие методы, дающие информацию о времени воздымания территории;
- (4) U-Pb датирование индивидуальных зерен детритового (обломочного) циркона из обломочных пород, поставляющее информацию о первичных источниках сноса обломочного материала в бассейн, что позволяет реконструировать направления седиментационных потоков.

Накопленные новые геолого-геофизические данные по Черноморско-Балкано-Анатолийско-Каспийскому мегарегиону дают возможность на современном уровне рассмотреть вопросы о времени и механизме воздымания орогена БК, генетическом типе Предкавказских

прогибов и истории их заполнения, а также представить совершенно новую интерпретацию давно известных фактов. Основная цель и главное содержание настоящей статьи – провести синтез и согласованный анализ новых данных по Черноморско-Балкано-Анатолийско-Каспийскому мегарегиону с акцентом на Западный Кавказ и Западное Предкавказье (Кубанский прогиб) и на этой основе:

(1) показать, что представления Л.А. Варданянца о становлении БК как высокогорного сооружения не ра-

нее четвертичного времени находят подтверждение в новых современных фактических материалах;

(2) аргументировать, что быстрое воздымание БК – это изостатический отклик на деламинацию в плиоцене литосферного фрагмента под центральной частью БК;

(3) отметить значительную роль региональной Крымско-Кавказско-Копетдагской сдвиговой зоны в формировании современного геоморфологического облика БК;

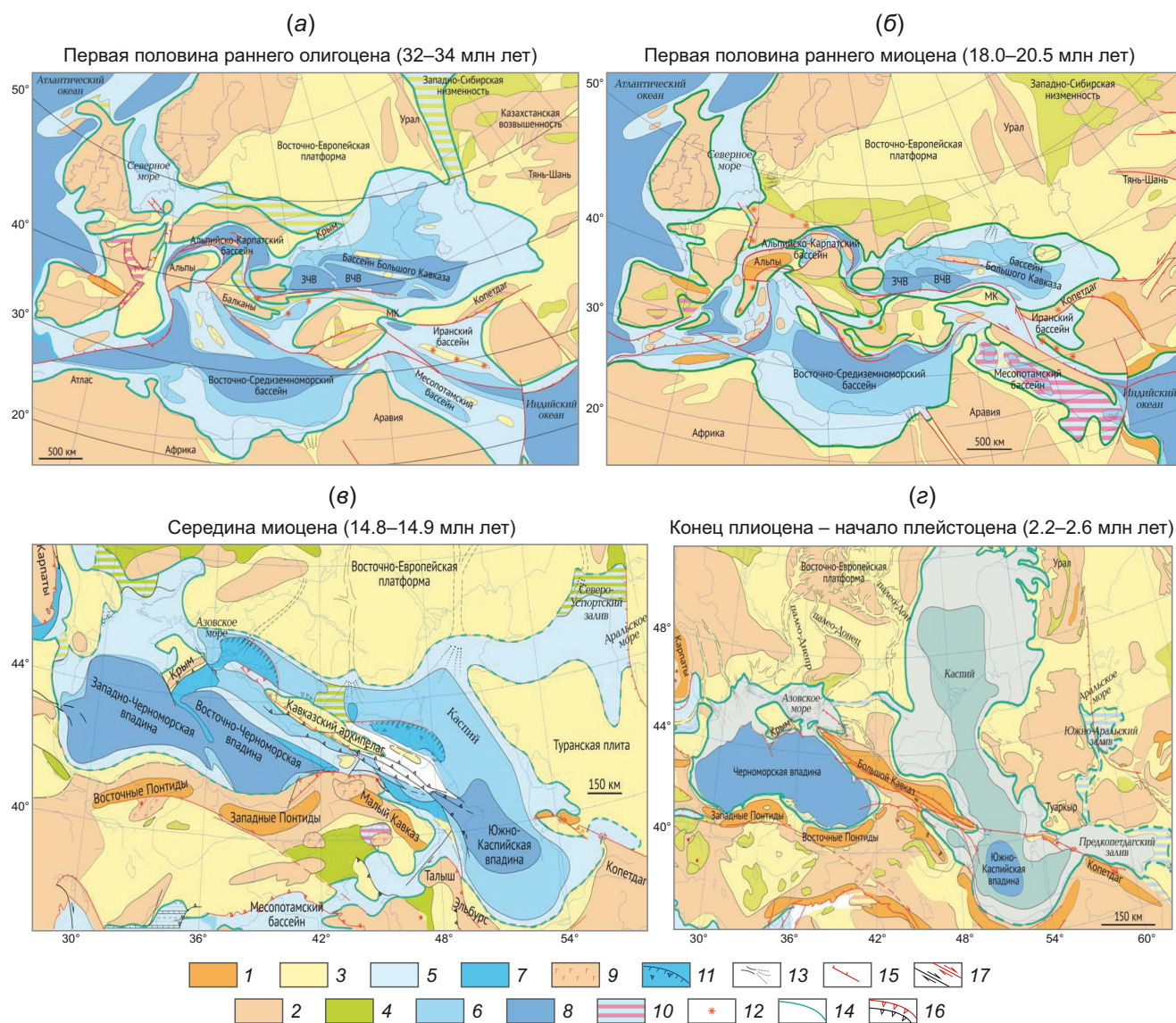


Рис. 2. Палеогеографические схемы Западной Евразии (по [Popov, Patina, 2023]).

1 – горы; 2 – возвышенности; 3 – низменная суша; 4 – лагуны и озера; 5 – мелководье; 6 – глубоководный шельф; 7 – впадины; 8 – батиаль; 9 – вулканические массивы; 10 – гипсы; 11 – склоны впадин; 12 – вулканы; 13 – дельты рек; 14 – граница суши и моря; 15 – сбросы; 16 – надвиги: красным цветом обозначены активные в указанный период, черным – более поздние; 17 – сдвиги, активные в указанный период и более поздние. ЗЧВ – Западно-Черноморская впадина, ВЧВ – Восточно-Черноморская впадина, МК – Малый Кавказ.

Fig. 2. Paleogeographic schemes of Western Eurasia (after [Popov, Patina, 2023]).

1 – mountains; 2 – uplands; 3 – lowland; 4 – lagoons and lakes; 5 – shoal; 6 – deep-water shelf; 7 – basins; 8 – bathyal; 9 – volcanic massifs; 10 – gypsums; 11 – basin slopes; 12 – volcanos; 13 – river deltas; 14 – land-sea coastal border; 15 – normal faults; 16 – thrusts: active within a specified period (red-colored) and at a later time (black-colored); 17 – strike-slips active within a specified period and at a later time. ЗЧВ – West Black Sea basin, ВЧВ – East Black Sea basin, МК – Lesser Caucasus.

(4) на материалах по Кубанскому прогибу (западный сегмент системы Предкавказских прогибов) обосновать принадлежность бассейна, в котором произошла аккумуляция толщ, выполняющих дочетвертичный объем Предкавказских прогибов, к категории окраинно-континентальных осадочных бассейнов (перикратонных прогибов в терминологии [Muratov, 1972]);

(5) показать, что в кайнозойское время этот бассейн был заполнен преимущественно седиментационным обломочным материалом, принесенным потоками с Восточно-Европейской и Скифской платформ, а также структур их складчатого обрамления;

(6) аргументировать, что Кубанский прогиб испытывал трансформацию из перикратонного прогиба в предгорный прогиб, в котором началось накопление седиментационного материала, поступавшего с БК, не ранее позднего плиоцена.

Решение этих вопросов имеет важное практическое значение. От ответов на вопросы о времени начала воздымания БК и генетическом типе Предкавказских прогибов в допозднеплиоцен-четвертичное время очевидным образом напрямую зависит определение перспектив западных сегментов БК и Предкавказья на некоторые виды рудного и УВ сырья, например определение источников и потенциальных масштабов редкоземельно-титановых россыпей Предкавказья, металлогенический анализ региона, разработка страте-

гий обнаружения в регионе новых скоплений нефти и газа и др. В частности, существенно кварцевые пески и песчаники в миоценовых толщах Предкавказья, с одной стороны, представляют собой хорошие нефтяные резервуары, а с другой – вмещают редкоземельно-титановые россыпи. В случае определения Предкавказских прогибов в допозднеплиоцен-четвертичное время как перикратонного бассейна придется признать, что источником обломочного материала, слагающего эти пески и песчаники, не могли быть комплексы БК, а могли быть только расположенные севернее Предкавказья комплексы чехла и фундамента Восточно-Европейской и Скифской платформ. Новая интерпретация эволюции северных частей Черноморско-Балкано-Анатолийско-Каспийского мегарегиона и механизма (способа) заполнения Кубанского прогиба, а также других Предкавказских прогибов потребует кардинального пересмотра априорных основ численных моделей эволюции генерационно-аккумуляционных углеводородных систем (ГАУС) в этих регионах.

2. ЧЕРНОМОРСКО-БАЛКАНО-АНАТОЛИЙСКО-КАСПИЙСКИЙ МЕГАРЕГИОН. ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Ороген БК – это небольшой краевой фрагмент в гигантской горной области – Альпийско-Гималайского пояса. В строении этой области главенствующую роль

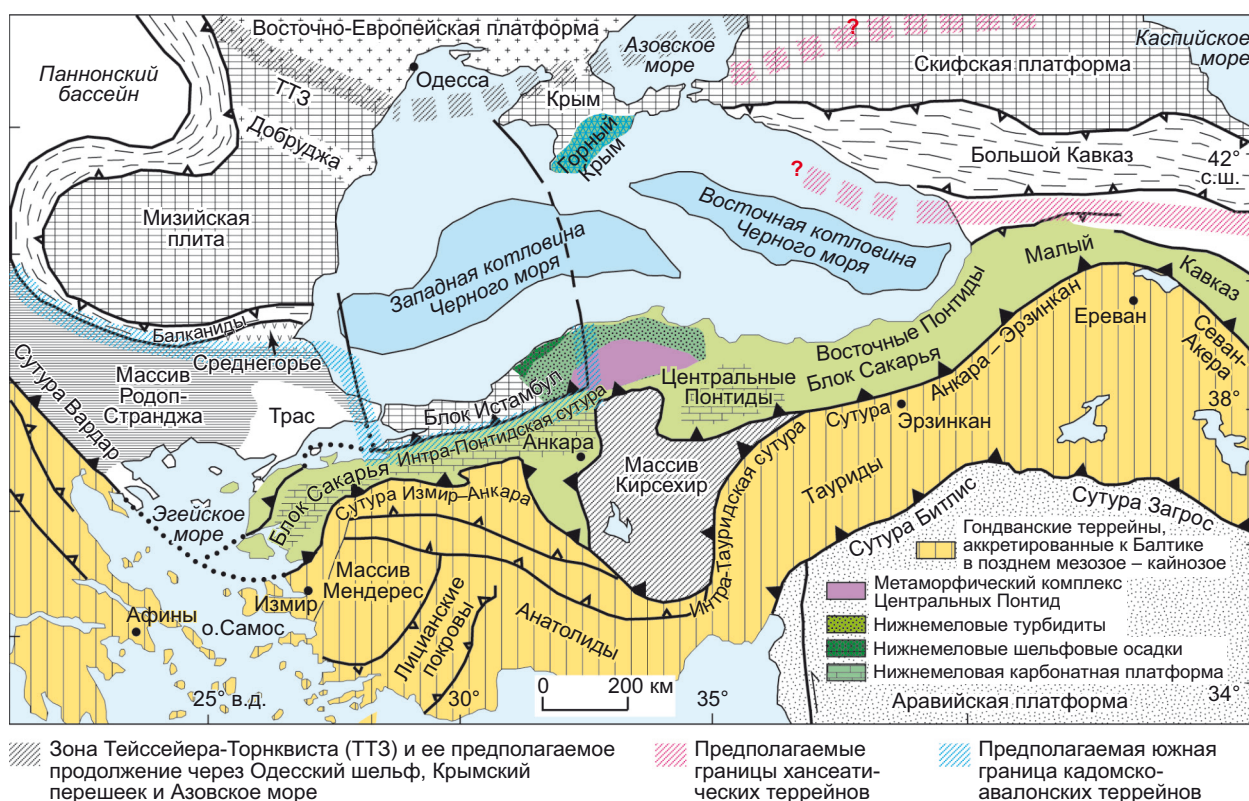


Рис. 3. Главные геолого-тектонические структуры Черноморско-Балкано-Анатолийско-Каспийского мегарегиона (основа рисунка с упрощениями по [Okay et al., 2001] и добавлениями по [Okay et al., 2013]).

Fig. 3. Major geological-tectonic structures of the Black Sea-Balkan-Anatolian-Caspian megaregion (simplified after [Okay et al., 2001] and modified after [Okay et al., 2013]).

играют неравномерно деформированные мезозойские и кайнозойские комплексы, при подчиненной роли палеозойских и докембрийских складчатых образований. В тектонических терминах формирование этого пояса в настоящее время обычно трактуют как непосредственное следствие коллизионных событий между северными аркт-лавразийскими и южными гондванскими континентальными массами [Stampfli, Borel, 2002] (рис. 3).

В позднем неопротерозое и палеозое южную и юго-западную окраины палеоконтинента Балтика – докембрийского остова Восточно-Европейской платформы – омывал океан Тетис, литосфера которого субдуцировала под континентальную окраину Балтики [Natalin et al., 2012; Okay, Nikishin, 2015; Aygül et al., 2016]. В палеозое Балтика вошла в состав композитного континента Аркт-Лавруссия, а затем – Аркт-Лавразия [Kuznetsov, 2009; Kuznetsov et al., 2010], а ее южная и юго-западная окраины последовательно прирастали за счет приращения террейнов, которые имели различное происхождение: они либо были отколоты ранее от Аркт-Лавразии или от различных частей северной периферии Гондваны (хансеатические и кадомско-авалонские террейны), либо изначально были сформированы как внутриокеанические образования – вулканические ду-

ги, океанические плато, реликты литосферы океанических бассейнов (галатианские террейны) [von Raumer et al., 2013; Stampfli et al., 2013].

В результате к концу каменноугольного времени (к рубежу ~300 млн лет) южная и юго-западная окраины восточно-европейской (балтийской) части Аркт-Лавразии обросли широкой полосой террейнов. В конце перми и триасе от северной периферии Гондваны был отчленен крупный лентовидный фрагмент континентальной литосферы (части этого фрагмента известны как киммерийские террейны). Дрейф этого лентовидного фрагмента континентальной литосферы в сторону Аркт-Лавразии привел к расчленению океана Тетис на уменьшающийся Палеотетис и увеличивающийся Неотетис (рис. 4).

Часть киммерийских террейнов, которые были отколоты от северной периферии Гондваны (от той ее части, которая сейчас представляет собой северную периферию Северо-Восточной Африки и, возможно, частично Аравии), в настоящее время участвуют в строении структурного основания Южной и Восточной Турции. Их именуют тауридами или (в некоторых работах) – анатолидами-тауридами [Meinhold et al., 2013; Avigad et al., 2016]. Примыкающий к тауридам с востока Иранский блок представляет собой осколок Аравии [Zakariadze et

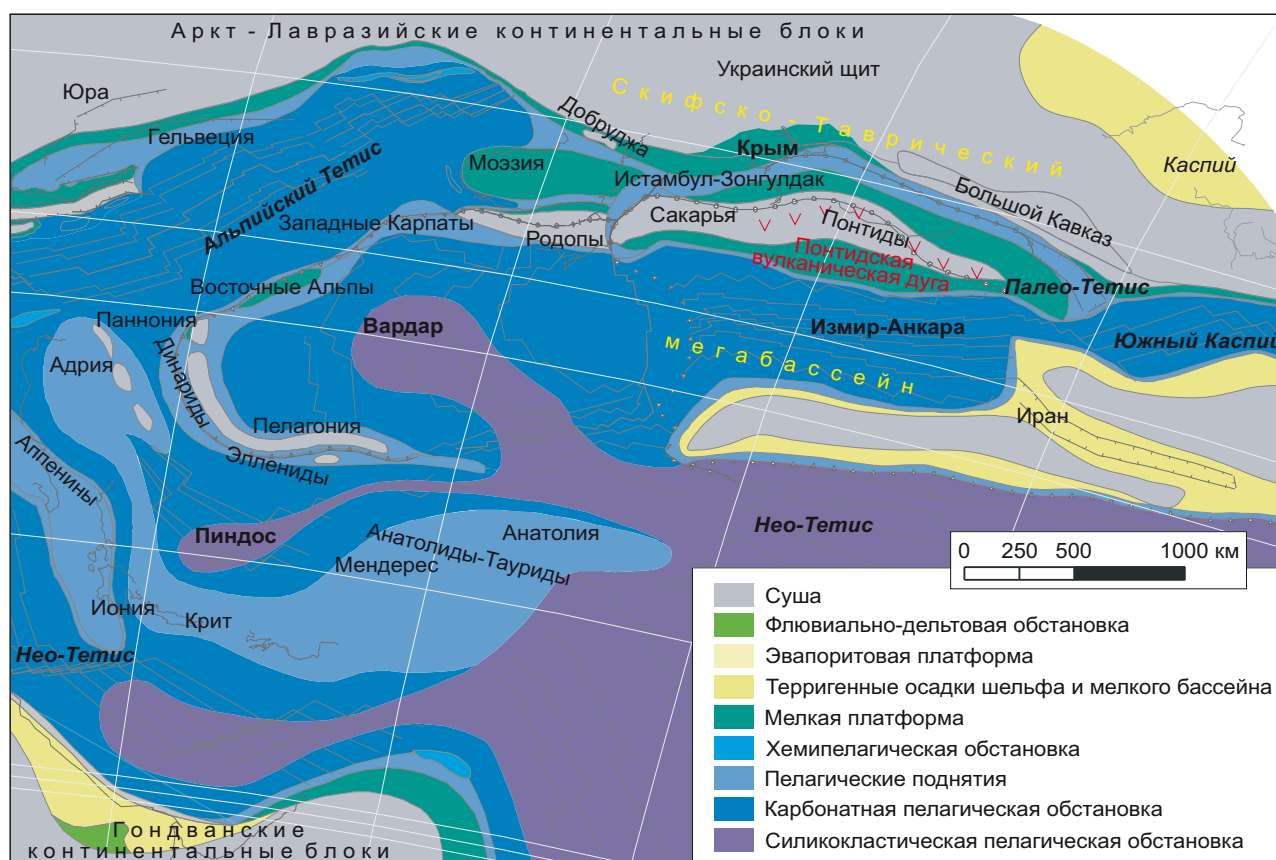


Рис. 4. Палеогеографическая схема северной периферии океана Тетис для титонского времени (основа – по [Wilhem, 2014a, 2014b, 2014c], с упрощениями и добавлениями).

Fig. 4. Paleogeographic scheme of the northern margin of the Tethys Ocean for the the Tithonian (simplified and supplemented after [Wilhem, 2014a, 2014b, 2014c]).

al., 2007; Ustaömer et al., 2013; Moghadam et al., 2017; и ссылки в данных работах].

Последствием закрытия Палеотетиса принято считать сутуры: на Анатолийском п-ве – Измир-Анкара-Эрзинкан, на Балканах – Вардар, а на Малом Кавказе – Севано-Акеринский офиолитовый пояс (см. рис. 3; рис. 5). Интра-Понтическая сутура – это офиолитовый пояс, возникший при закрытии океанического бассейна Измир-Анкара (в некоторых работах называемого Внутрипонтический океан [Bozkurt et al., 2012]). Совокупность существующих в настоящее время надежных геохронологических данных, включая датировки высокобарических комплексов и офиолитов, а также биостратиграфические привязки радиоляритов в офиолитах ограничивают время функционирования этого океана интервалом ~255–~65 млн лет [Göncüoğlu et al., 2008, 2014; Galoyan et al., 2009; Rolland et al., 2009, 2016; Çelik et al., 2011; Akbayrama et al., 2013; Özdamar et al., 2013]. Понтиды – это триасово-меловые комплексы и реликты сложенных ими палеоструктур, сформированные внутри и на окраинах океанического бассейна Измир-Анкара. В пределах ареала распространения Понтид выделяют три различные области (террейна) – Страндья (фундамент бассейна Трас), Истамбул (в некоторых работах – Истамбул-Зонгулдак) и Сакарья. Также параллельно иногда используют географическое подразделение Понтид на Западные, Центральные и Восточные.

Сутуры Битлис и Загрос – это офиолитовый пояс, возникший при закрытии океана Нео-Тетис – позднекайнозойские зоны столкновения Аравийской плиты с Се-

верной Евразией [Okay et al., 2010; Moghadam et al., 2017; Yilmaz et al., 2013; Chiu et al., 2013] (см. рис. 3; рис. 5).

В мезозойско-кайнозойское время в Тетисе функционировала обширная система вулканических дуг (рис. 5). Однако накопленные к настоящему времени данные о широко распространенных на БК и в Горном Крыму юрских магматических породах свидетельствуют о риолит-базальтовом (бимодальном) характере этого магматизма [Morozova et al., 2017; Gerasimov et al., 2022; Kaigorodova, Lebedev, 2021, 2022; Kuznetsov et al., 2022; Romanyuk et al., 2024]. Такой характер магматизма указывает на то, что, скорее всего, он напрямую не связан с дуговой (надсубдукционной) вулканической активностью.

В позднемеловое и раннекайнозойское время северная причерноморская часть Черноморско-Балкано-Анатолийско-Каспийского мегарегиона испытала меридиональное растяжение, которое сопровождали масштабные сдвиги и парагенетически связанные с ними складчатые и разрывные деформации, а также магматизм. В результате была образована Черноморская впадина с расположенными в ее пределах Западной и Восточной глубоководными котловинами с корой океанического типа (время их становления – поздний мел – эоцен) [Hippolyte et al., 2010, 2018; Nikishin et al., 2015a, 2015b, 2015c; Sosson et al., 2016] (рис. 6). Блок Истамбул был отчленен от Добруджи-Моэзии и отделен от нее впадиной Черного моря (см. рис. 3).

После сочленения аркт-лавразийских и гондванских континентальных масс Черноморско-Балкано-Анатолийско-Каспийский мегарегион стал северной



Рис. 5. Положение реликтов мезозойских и кайнозойских вулканических дуг на тектонической схеме Средиземноморско-Каспийского региона (по [Gallhofer et al., 2015], с упрощениями).

Fig. 5. Location of relics of the Mesozoic and Cenozoic volcanic arc settings and sutures on the map of the Mediterranean-Caspian region (simplified after [Gallhofer et al., 2015]).

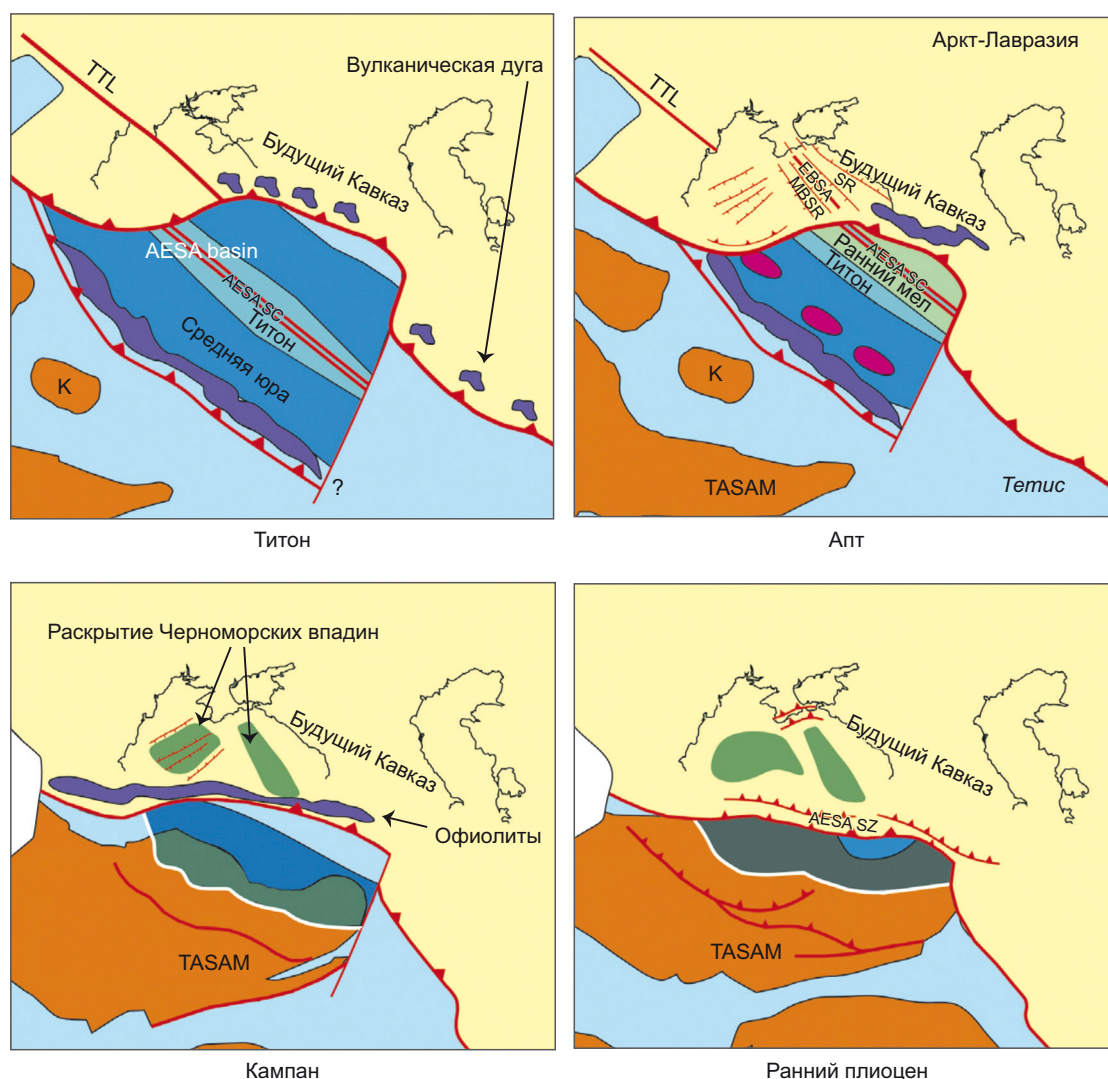


Рис. 6. Палеотектонические реконструкции для Черноморско-Балкано-Анатолийско-Каспийского мегарегиона от титона до раннего палеоцена, иллюстрирующие образование Черноморских впадин (темно-зеленая заливка) (по [Sossou et al., 2016]). AESA basin – бассейн Анкара-Эрзинкан-Севан-Акера; TASAM – анатолиды-тауриды + Южно-Армянская микроплита; К – блок Кирсехир; SR – поднятие Шацкого; MBSR – Срединно-Черноморский хребет; EBSA – ось Восточно-Черноморской котловины; AESA SC – спрединговый хребет Анкара-Эрзинкан-Севан-Акера; AESA SZ – сутурная зона Анкара-Эрзинкан-Севан-Акера; TTL – линия Тессейра-Торнквиста.

Fig. 6. Tithonian to Early Pliocene paleotectonic reconstructions of the Black Sea-Balkan-Anatolian-Caspian megaregion, illustrating the formation of the Black Sea basins (dark-green filling) (after [Sossou et al., 2016]). AESA basin – Ankara-Erzincan-Sevan-Akera basin; TASAM – Analolides-Taurides + South Armenian microplate; K – Kirsehir Block; SR – Shatsky Rise; MBSR – Mid-Black Sea Ridge; EBSA – East Black Sea basin axis; AESA SC – Ankara-Erzincan-Sevan-Akera spreading center; AESA SZ – Ankara-Erzincan-Sevan-Akera suture zone; TTL – Teisseyre-Tornquist Line.

частью обширного эпиконтинентального бассейна (мегабассейна), получившего название Пара-Тетис. Этот мегабассейн представлял собой сложную систему бассейнов и суббассейнов, соединенных между собой узкими проливами (см. рис. 2). Перекрытия проливов приводили к эпизодическим прекращением связи бассейнов и суббассейнов со Средиземноморским сектором Мирового океана, резким изменениям гидрологического режима, катастрофическим падениям уровня моря и смене морских фаунистических сообществ пресноводными и т.п. [Popov et al., 2009, 2010; Popov, Patina, 2023].

3. БОЛЬШОЙ КАВКАЗ. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В первом приближении в строении Кавказского региона (рис. 7) выделяют четыре главные тектонические единицы – современные горные сооружения Большого (Северного) и Малого (Южного) Кавказа и разделяющую их Центрально-Кавказскую депрессию – Рионскую и Куринскую впадины, или Рионско-Куринскую систему прогибов (иногда называемую – Транскавказье). К северу от горного сооружения Большого (Северного) Кавказа расположена система Предкавказских прогибов.

В современном горном сооружении БК и Предкавказье широко распространены осадочные толщи, сформированные в мезозое и кайнозое в северной части Восточного Пара-Тетиса. К северу от БК в Предкавказье расположена система прогибов. Она состоит из Кубанского прогиба (восточная часть Индоло-Кубанского прогиба) на западе и Терско-Каспийского прогиба на востоке, которые разделены Ставропольским поднятием.

Дюдорский фундамент БК был сформирован в палеозое в результате причленения террейнов, отколотых от северной окраины Гондваны и/или образованных внутри океана Палео-Тетис. Структурное основание Мало-го Кавказа сложено комплексами окраинно- и/или внутриокеанического генезиса, сформированными внутри и на окраинах океана Палео-Тетис. Согласно мнению М.Л. Коппа [Kopp, 2004], современная структура Кавказского региона была сформирована в разных его



Рис. 7. Схема движения плит в Черноморско-Балкано-Анатолийско-Каспийском мегарегионе.

Основа – изображение Google. Белые объемные стрелки и цифры внутри – направление и скорость (в мм/год) смещения структур Анатолийского п-ова, Мало-го Кавказа, Иранского блока и Аравийской плиты (по [Lukk, Shevchenko, 2019]). Белые тонкие стрелки и цифры рядом с ними – направление и скорости (в мм/год) движения на станциях в РФ (CRAO – Крым, MOBN – Обнинск, ARTU – Арты, ZECK – Зеленчук, KISL – Кисловодск, TRSK – Терскол, VLKK – Владикавказ), Румынии (BUCU) и Иране (TEHN) (по [Milyukov et al., 2015]). Плиоцен-четвертичные магматические поля показаны красной заливкой, 1 – Эльбрус, 2 – пятигорские интрузии; 3 – Казбек, 4 – Арагац, 5 – Арарат. Прогибы: ИК – Индоло-Кубанский, ТК – Терско-Каспийский, Р – Рионский, К – Куринский. Ст – Ставропольское поднятие. БК – Большой Кавказ, МК – Малый Кавказ. КKKC – Крымско-Кавказско-Копетдагский сдвиг.

Fig. 7. Google Earth image-based scheme of the plate motion in the Black Sea-Balkan-Anatolian-Caspian megaregion.

Volumetric white arrows and numbers therein show displacement directions and displacement rates (mm/yr) for the structures of the Anatolian Peninsular, Lesser Caucasus, Iranian Block and Arabian Plate (after [Lukk, Shevchenko, 2019]). Thin white arrows and nearby numbers show displacement directions and displacement rates (mm/yr) for the stations in Russia (CRAO – Crimea, MOBN – Obninsk, ARTU – Arti, ZECK – Zelenchuk, KISL – Kislovodsk, TRSK – Terskol, VLKK – Vladikavkaz), Romania (BUCU) and Iran (TEHN) (after [Milyukov et al., 2015]). Pliocene-Quaternary magmatic fields are red-filled, 1 – Elbrus, 2 – Pyatigorsk intrusions; 3 – Kazbek, 4 – Aragats, 5 – Ararat. Troughs: IK – Indol-Kuban, TK – Tersk-Caspian, P – Rioni, K – Kura. Ст – Stavropol Uplift. БК – Greater Caucasus, МК – Lesser Caucasus. КKKC – Crimea-Caucasus-Kopetdagh strike-slip fault.

частях не одновременно: на Малом Кавказе – в позднем мелу – начале палеогена, в центральных сегментах БК – в палеогене, а на северо-западном и юго-восточном погружениях БК – в середине неогена – квартере.

В строении современного БК выделяют домены южного и северного склона, разделенные так называемым Главным Кавказским разломом. Северный склон, или Северный домен БК, образуют более дроб-

ные структурные единицы (рис. 8), расположенные с севера на юг:

- зона Главного хребта, включая Перевальную и Эльбрусскую подзоны;
- зона Передового хребта;
- Бечасынская зона (ранее [Milanovsky, Khain, 1963; Milanovsky, 1968] ее именовали – Лабино-Малкинская зона или Северо-Кавказский краевой массив).

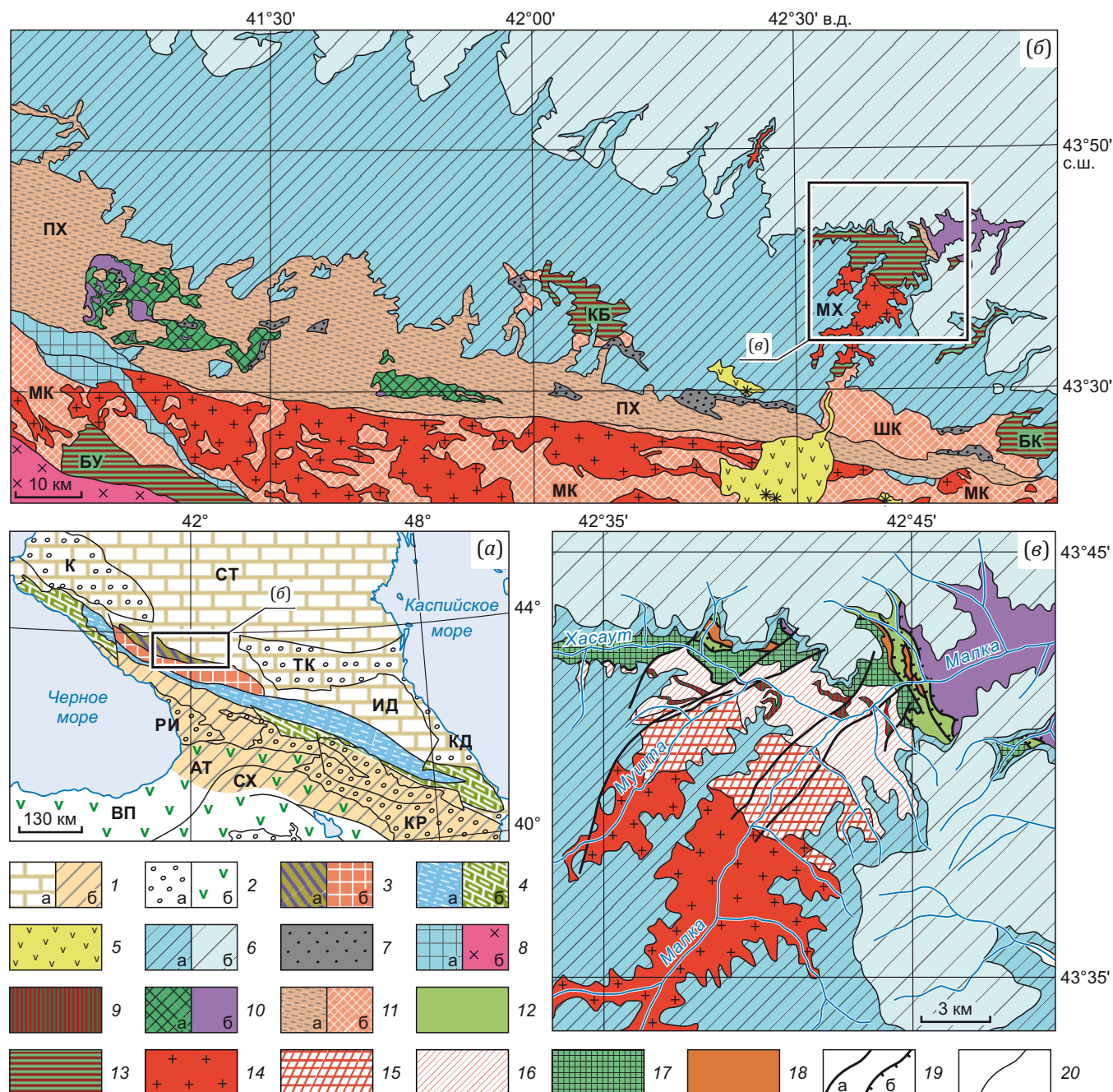


Рис. 8. Схемы, иллюстрирующие общее строение Кавказа и сопредельных регионов (а), тектоническое районирование центральной и восточной части зоны Передового хребта, Бечасынской зоны и прилегающих районов (б) и геологическое строение района верхнего течения р. Малка (в).

(а) – тектоническая схема Большого Кавказа и прилегающих районов ([Kuznetsov et al., 2025], составлена по материалам [Khain et al., 1998]). 1: а – эпигерцинская Скифская плита: Ставропольский свод (СТ), зона известнякового Дагестана (ИД), б – кадомский Закавказский микроконтинент; 2: а – кайнозойские прогибы: Кубанский (К), Терско-Каспийский (ТК), Кусаро-Дивичинский (КД), Рионский (РИ), Куринский (КР), б – структуры Восточных Понтидов (ВП) и Малого Кавказа:

прилегающие участки эпигерцинской платформы и срединного массива: на севере – Лабино-Малкинская зона, превращающаяся в моноклинально построенное крыло сооружения Большого Кавказа» [Milanovsky, 1968, с. 15, 34 и 38 соответственно].

По простирацию в БК обычно выделяют западный (северо-западный), центральный и восточный (юго-восточный) сегменты, очевидное отличие которых друг от друга состоит в ширине орогена, высоте его рельефа и гипсометрическом положении кровли доальпийского фундамента (см. рис. 7; рис. 8). Наибольшую ширину и высоту рельефа ороген имеет в центральном сегменте. В осевой зоне центрального сегмента БК на высоте более 2 км местами обнажен кристаллический домезозойский фундамент. В осевой зоне западного и восточного сегментов преимущественно развиты юрские и меловые образования.

В поперечном строении современного горного сооружения БК весьма ярко проявлена его асимметрия, выраженная в наличии относительно широкого северного крыла, обладающего простым строением, и

более узкого и сложного южного крыла, для которого характерны южновергентные складчатые структуры, надвинутые к югу.

Результаты, полученные с использованием разных современных методов сейсмических исследований (глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), метод отраженных волн в различных модификациях (МОВ), микросейсмическое зондирование (МСЗ)) пока не дают возможности однозначно разрешить тонкую внутреннюю структуру отдельных аномальных зон в коре БК, в том числе и зону Главного Кавказского надвига. Получаемые разными методами «сейсмические образы» среды не поддаются очевидной совместной интерпретации (рис. 9). В частности, ни в «сейсмических образах», ни в данных бурения какие-либо надежные признаки пологого надвига для тектонической зоны, которую ассоциируют с зоной «Главного Кавказского разлома (надвига)», до сих пор не выявлены.

В отношении представлений об альпийской (син-альпийской) структуре продольных сегментов и поперечных зон БК, а также обстановок их формирования

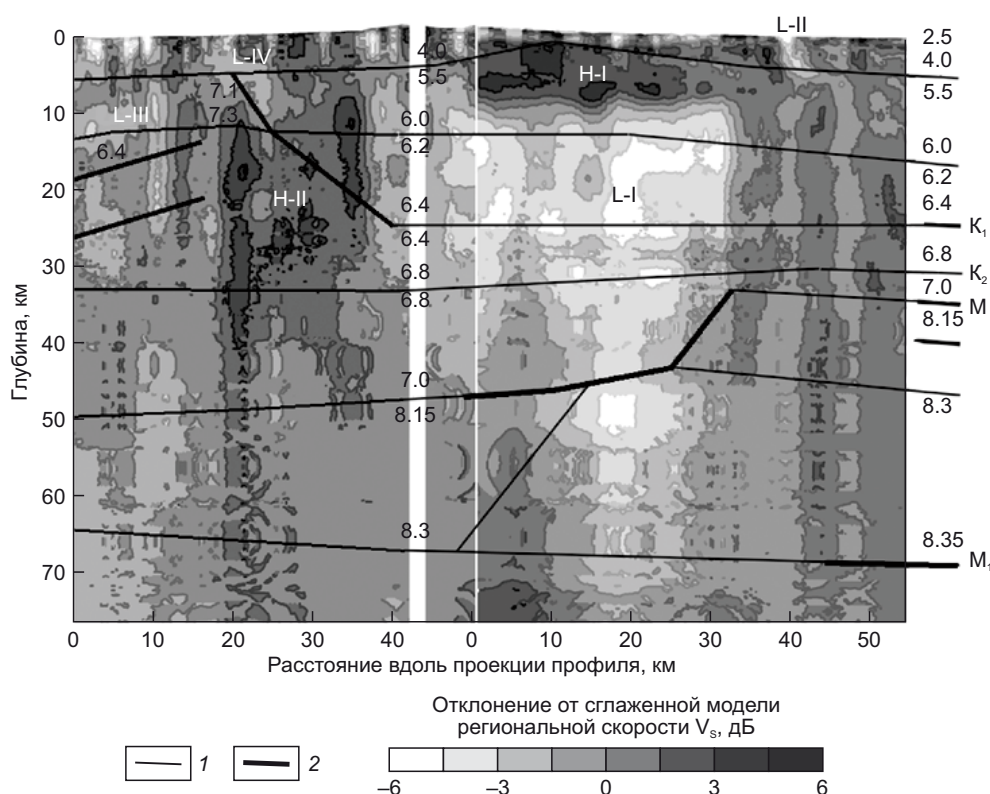


Рис. 9. Сопоставление результатов микросейсмического зондирования по разрезу осетинского сектора Большого Кавказа [Gorbatikov et al., 2015] со скоростным разрезом по профилю глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) «Степное – Бакуриани» в интерпретации [Pavlenkova, 2012].

Числами указаны скорости сейсмических волн, км/с. 1 – границы между слоями с разными сейсмическими скоростями; 2 – отражающие площадки. K_1 и K_2 – внутрикоровые границы; M – граница Мохоровичича, M_1 – внутримантийная граница. Белая вертикальная полоса на профиле микросейсмического зондирования соответствует положению Рокского тоннеля.

Fig. 9. Comparison of the results for microseismic sounding along the profile in the Ossetian sector of the Greater Caucasus [Gorbatikov et al., 2015] with those along the Stepnoe – Bakuriani DSS velocity profile [Pavlenkova, 2012].

Numbers show seismic wave velocities in km/s. 1 – boundaries between different seismic-velocity layers; 2 – reflecting segments. K_1 and K_2 – intracrustal boundaries; M – Moho boundary, M_1 – intramantle boundary. A white vertical band along the microseismic sounding profile corresponds to the Roki tunnel location.

среди исследователей Кавказского региона до настоящего времени нет консенсуса. В литературе известны совершенно разные оценки масштабов и способов сокращения коры, сопровождавшего формирование современного орогена БК [Yakovlev, 2015]. Широко распространены представления о том, что БК состоит из мощных (до 15–20 км) полого наклоненных к северу тектонических покровов. Верхний из этих покровов сложен древними породами кристаллического цоколя, обнаженного в Главном хребте и контактирующего с тектонически подстилающими эти кристаллические образования мезозойскими и кайнозойскими породами по тектонической поверхности – по Главному Кавказскому разлому (надвигу) (например, [Khain, 1984; Dotduev, 1986; Vasey et al., 2020, 2023; и др.]; рис. 10). В противоположность этому геологи с большим опытом полевых исследований на Кавказе аргументирован-

но полагали и полагают, что в осевой зоне Центрального сегмента БК на альпийском этапе происходили лишь умеренные сокращения коры. Никаких признаков крупноамплитудного надвигания, тектонического сдвигания коры или субдукции в это время здесь не выявлено [Adamiya et al., 1989; Leonov, 2007; Somin, 2000, 2021; Adamia et al., 2011].

В существенной мере альтернативные представления изложены в работе [Patina et al., 2017]. Авторы этой работы полагают, что интенсивные складчатые и разрывные деформации (вплоть до формирования крупных опрокинутых складок и надвигов южной vergenности) в зоне южного склона БК обусловлены проявлением здесь в позднем кайнозое правостороннего транспрессионного режима. Наиболее ярким выражением этих деформаций является Крымско-Кавказско-Копетдагская правосторонняя сдвиговая зона (рис. 11),

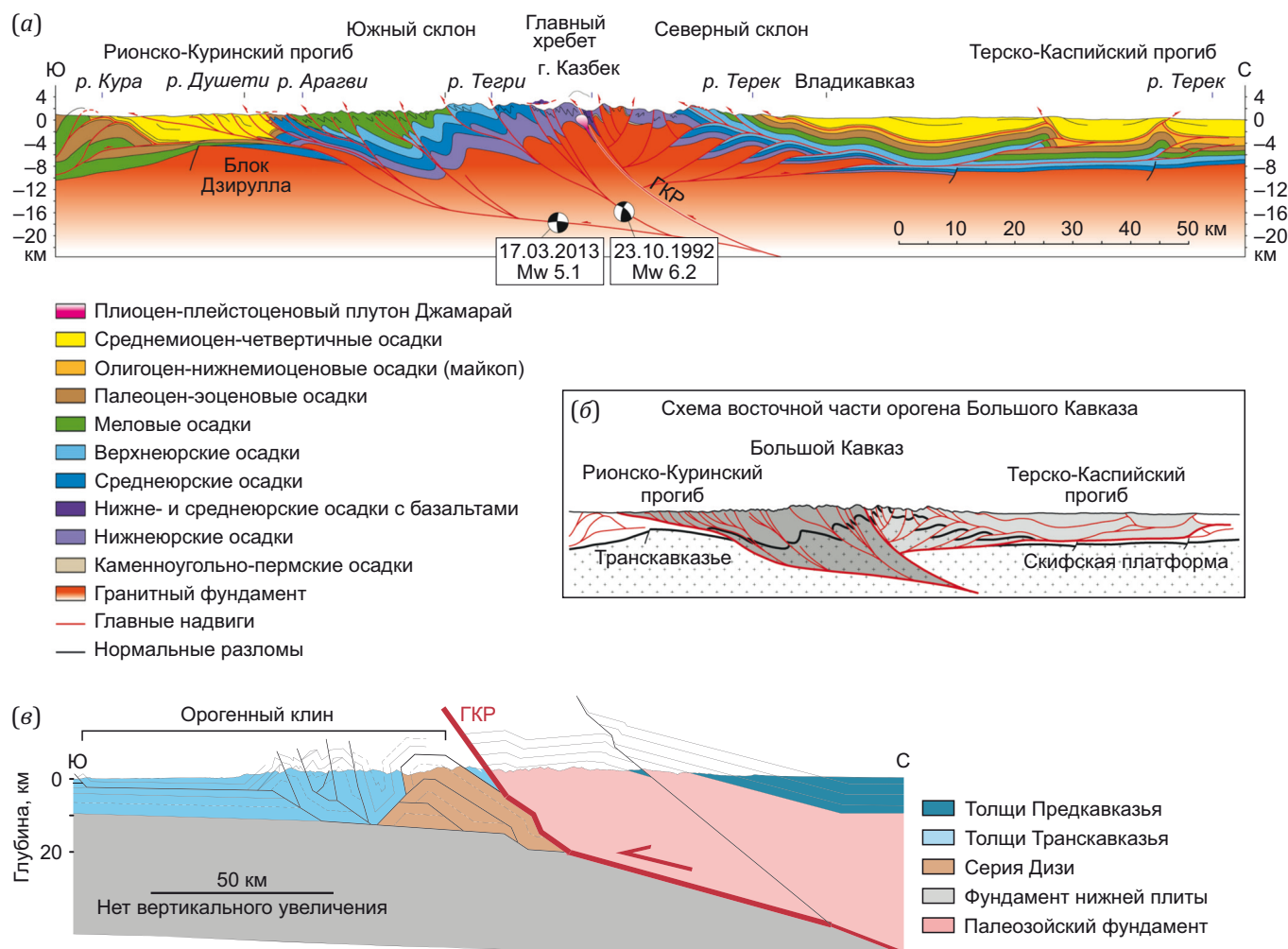


Рис. 10. Модели строения восточной части Центрального Большого Кавказа и прилегающих регионов (Рионско-Куринский и Терско-Каспийский прогибы).

(а) – сейсмогеологический разрез, (б) – обобщение (а) (по [Mossar et al., 2022]); (в) – концептуальная модель (по [Vasey et al., 2020, 2023]). ГКР – Главный Кавказский разлом.

Fig. 10. Structural models of the eastern part of the Central Greater Caucasus and adjacent regions (Rioni-Kura and Tersk-Caspian troughs).

(а) – seismo-geological cross-section, (б) – generalization (а) (after [Mossar et al., 2022]); (в) – conceptual model (after [Vasey et al., 2020, 2023]). ГКР – Main Caucasus fault.

которая прослежена от Копетдага через Апшеронский порог и зону южного склона БК до Горного Крыма. Она пространственно совпадает с положением зоны традиционно выделяемого Главного Кавказского разлома, прослежена вдоль всего южного склона БК, а амплитуда смещения по ней составляет порядка 150–200 км [Kalugin, 1946; Gorshkov, 1947; Patina et al., 2017]. В настоящее время правосторонние смещения по этой сдвиговой зоне со скоростью 26–28 мм/год находят отражение в результатах GPS-наблюдений [Milyukov et al., 2015]. Правосдвиговые движения в обстановке сжатия по этой зоне обусловили в четвертичное время формирование структуры Главного хребта и создали предпосылки для появления тектонически и эрозионно расчлененного рельефа современного орогена БК. Эти представления об истории и механизме формирования БК находят в последнее время все больше и больше своих сторонников, к числу которых относятся и авторы настоящей статьи.

Отметим, что большинство моделей строения БК, в том числе и его северо-западного склона, изначально созданы в парадигме чешуйчато-надвигового строения БК [Popkov, 2006; и мн. др.]. Однако в некоторых моделях строения и эволюции западного сегмента БК, созданных по фрагментарным фактическим данным без привлечения априорных идей о стиле деформаций, общее строение этого орогена почти идеально соответ-

ствует крупномасштабной «цветковой» структуре, которая сформирована вокруг трансформной сдвиговой зоны с небольшой дополнительной компрессией. Такой пример приведен на рис. 12. Вслед за авторами работы [Patina et al., 2017], можно полагать, что в формировании современного облика БК (и в целом структуры северной части Черноморско-Балкано-Анатолийско-Каспийского мегарегиона) значительная роль принадлежит движениям и деформациям в протяженной постплиоценовой Крымско-Кавказско-Копетдагской правосторонней сдвиговой зоне, которые были наложены на разновозрастные структуры Альпийско-Гималайского пояса и юга Скифско-Туранской плиты.

Таким образом, современное горное сооружение БК – это элемент северного (висячего) крыла кавказского сегмента Крымско-Кавказско-Копетдагской правосторонней сдвиговой зоны, он представляет собой поднятый блок пород, часть из которых была деформирована еще в киммерийскую эпоху и на более ранних этапах эволюции региона. Формирование современного облика БК, по крайней мере его западного (северо-западного) сегмента, не обусловлено непосредственно процессами фронтального коллизионного взаимодействия Аравии с Евразией, а во многом является результатом постколлизионных процессов, стартовавших лишь в плиоцене, а скорее всего – лишь в самом начале плейстоцена.

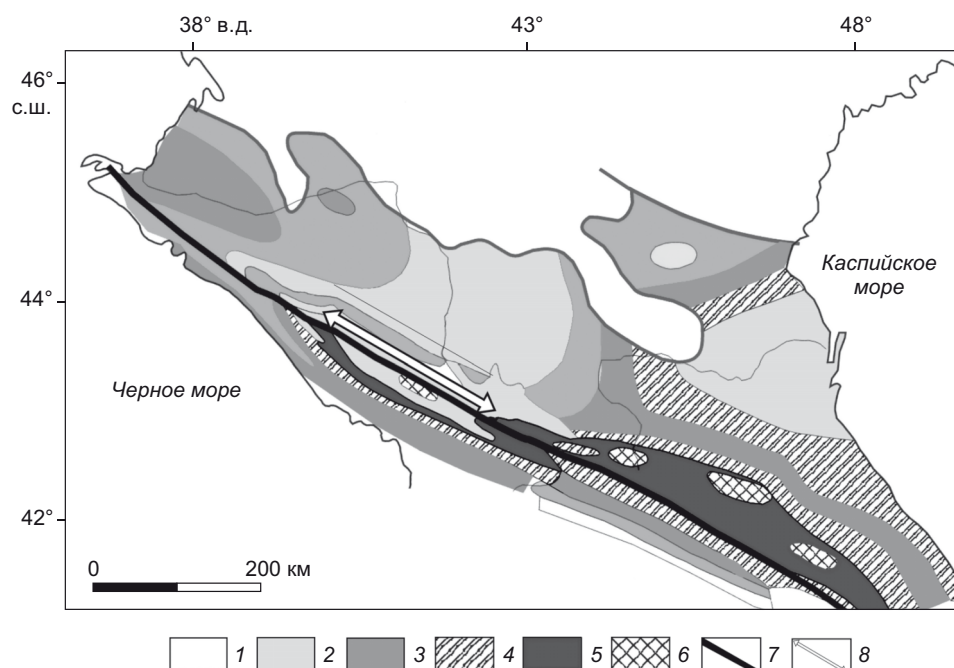


Рис. 11. Зоны постдиагенетических преобразований органического вещества нижней юры Большого Кавказа и Предкавказья (по [Patina et al., 2017]): 1 – мезокатагенеза МК2, 2 – мезокатагенеза МК3, 3 – мезокатагенеза МК4–5, 4 – апокатагенеза АК1–2, 5 – протометагенеза ПМ, 6 – мезометагенеза ММ, 7 – граница Крымско-Кавказско-Копетдагского сдвига на дневной поверхности, 8 – амплитуда Крымско-Кавказско-Копетдагского сдвига ~200 км.

Fig. 11. Zones of postdiagenetic transformations of the Lower Jurassic organic matter in the Greater Caucasus and Ciscaucasia (after [Patina et al., 2017]): 1 – mesocatagenesis МК2, 2 – mesocatagenesis МК3, 3 – mesocatagenesis МК4–5, 4 – apocatagenesis АК1–2, 5 – protometagenesis ПМ, 6 – mesometagenesis ММ, 7 – Crimea-Caucasus-Kopetdagh strike-slip fault boundary on the surface, 8 – Crimea-Caucasus-Kopetdagh strike-slip fault amplitude ~200 km.

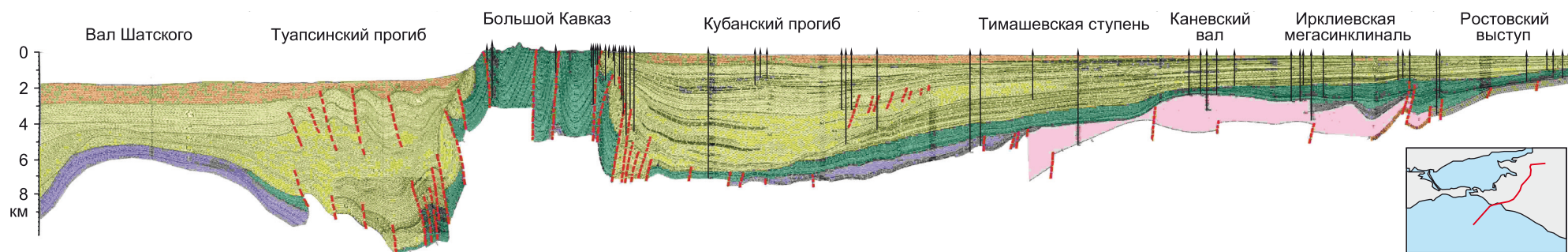


Рис. 12. Сейсмогеологический разрез вкрест западной части Большого Кавказа и прилегающих регионов (Туапсинский и Кубанский прогибы). Разрез составлен А.В. Хортовым (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН). На врезке – положение профиля.

Fig. 12. Seismogeological section across the western part of the Greater Caucasus and adjacent regions (Tuapse and Kuban troughs). Drawn by A.V. Khortov (Shirshov Institute of Oceanology of RAS). The inset shows the profile location.

4. ПЛИОЦЕНОВАЯ ДЕЛАМИНАЦИЯ ЛИТОСФЕРНОГО ФРАГМЕНТА ПОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТЬЮ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Рассмотрению возможных механизмов быстрых резких воздыманий и погружений отдельных блоков земной коры с характерными временами в первые единицы миллионов лет посвящен ряд работ Е.В. Артюшкова [Artyushkov, 1998, 2010, 2012; Artyushkov, Cherkhovich, 2023]. Резкие проседания блоков коры без существенного растяжения (образование глубоких осадочных бассейнов) могут вызывать фазовые переходы (например, эклогитизация) в веществе литосферы. Причиной резких воздыманий блоков коры может быть вызванная различными тектоническими причинами повышенная инфильтрация в литосферу мантийных флюидов, катастрофически понижающая вязкость вещества [Kiselev et al., 2015]. Такие процессы могут происходить, например, при деламинации фрагмента литосферы в мантию и замещении его астеносферным веществом. Эпизоды деламинации литосферных фрагментов в мантию описаны и изучены во многих регионах мира: под южным окончанием гор Сьерры-Невады, под пустыней Могаве; под восточной частью Западных Кордильер, плато Альтиплано-Пуна и западной кромкой Восточных Кордильер; под массивом Мендерес в центральной части Анатолийского п-ова; под северо-восточной частью Анатолийского п-ова; под сутурой Джинша в Северном Тибете и под блоками Квантанг и Лхаса в Южном Тибете (см. обзор в работе [Romanyuk, Tkachev, 2010]) и др.

Эталонным (т.е. наиболее надежно и в деталях изученным) объектом, вероятно, является эпизод деламинации в плиоцене под южным окончанием гор Сьерры-Невады (рис. 13). Здесь в верхней мантии по результатам сейсмической томографии выявлена область с повышенными сейсмическими скоростями на глубине 100–250 км, близкая по форме цилиндру с радиусом около 60 км и получившая название «мантийная капля» («mantle drip») [Zandt et al., 2004].

В геологическом аспекте Великая Долина и горы Сьерра-Невада представляют собой реликты преддугового бассейна и вулканической дуги, сформированные в мезозое, когда палеоплита Фараллон субдуцировала под западную окраину Северо-Американской палеоплиты. Великая Долина в течение всего кайнозоя (и в настоящее время) представляла собой осадочный бассейн. Фундамент Сьерра-Невады сложен преимущественно позднемеловыми (~85 млн лет) и более древними гранитоидами и разнообразными метаморфическими комплексами. Выше несогласно залегают эоценовые и более молодые осадочные и вулканические образования. Из-за низких сейсмических скоростей под Сьерра-Невадой на всю мощность коры (<6.2 км/с) весь этот блок трактуют как гранитный батолит [Fliedner et al., 2000; Ducea, 2002; и ссылки в данных работах]. Считается, что толстая гранитная кора и ее мафический (а местами и ультрамафический) корень были образованы в позднемеловое время, когда и была сформиро-

вана большая часть батолита Сьерра-Невады [Ducea, 2001]. Наличие гранат-пироксенового парагенезиса в корне батолита делает его в среднем плотнее, а отдельные фрагменты – значительно плотнее стандартной литосферной мантии и превращает всю эту систему в гравитационно-неустойчивую структуру.

Результаты изучения многочисленных коровых и мантийных ксенолитов из миоценовых и постмиоценовых лав дают прямые доказательства изменения состава литосферы под Сьерра-Невадой за этот период [Ducea, Saleeby, 1998] (рис. 14). Ксенолиты из миоценовых вулканитов маркируют трехслойную литосферную колонку, состоящую из (1) гранитного батолита (мощность 30–35 км), подстилаемого (2) нижнекоровым слоем и литосферной мантией (мощность до 70 км) мафических и иногда ультрамафических метаморфот с гранатосодержащим парагенезисом, в свою очередь подстилаемым (3) перидотитовой мантией. В позднеплиоценовых и четвертичных вулканитах отсутствуют ксенолиты, содержащие гранат, а ксенолиты с глубины от 35 до 70 км свидетельствуют о наличии горячей перидотитовой мантии. Эти данные хорошо согласуются с результатами детальных сейсмических исследований, которые показывают в мантийном слое непосредственно под границей М скорости прохождения сейсмических волн 7.4–8.2 км/с, но в среднем слое – относительно низкие сейсмические скорости ~7.8 км/с, подразумевающие повышенную температуру [Fliedner et al., 2000]. Изменение состава литосферной колонки должно было произойти в интервале 3–10 млн лет назад [Ducea, Saleeby, 1996, 1998]. Это очень сильный аргумент в пользу деламинации нижней коры и подстилающей ее литосферной мантии в течение этого же временного периода. Кратковременный импульс высококалийевого (до ультракалийевого) и низко- ϵ_{Nd} вулканизма с возрастом ~3.5 млн лет связывают с начальной фазой процесса деламинации [Manley et al., 2000; Farmer et al., 2002]. Устанавливаемое по датировкам магматизма замещение части литосферы астеносферой по времени совпадает с плиоцен-голоценовой фазой поднятия Сьерра-Невады, инициированной изменением плавучести верхней мантии [Jones et al., 1994, 2004].

Другой пример – это район Центральных Анд на западной окраине Южной Америки. Высокоточные сейсмотомографические [Graeber, Asch, 1999; Schurr et al., 2006] (рис. 15), петрогеохимические [Avila-Salinas, 1991; Kay et al., 1994] и другие данные [Garzione et al., 2006], а также результаты термомеханического моделирования [Sobolev et al., 2007; Quinteros et al., 2008] свидетельствуют о возможности «отслаивания» и обрушения в мантию фрагментов нижней коры и подкоровой литосферной мантии, происходящих под некоторыми областями восточной части Западных Кордильер, плато Альтиплано-Пуна и западной кромкой Восточных Кордильер. Процесс продолжается и в настоящее время.

На границе между плато Альтиплано и Восточными Кордильерами расположен один из крупнейших в мире

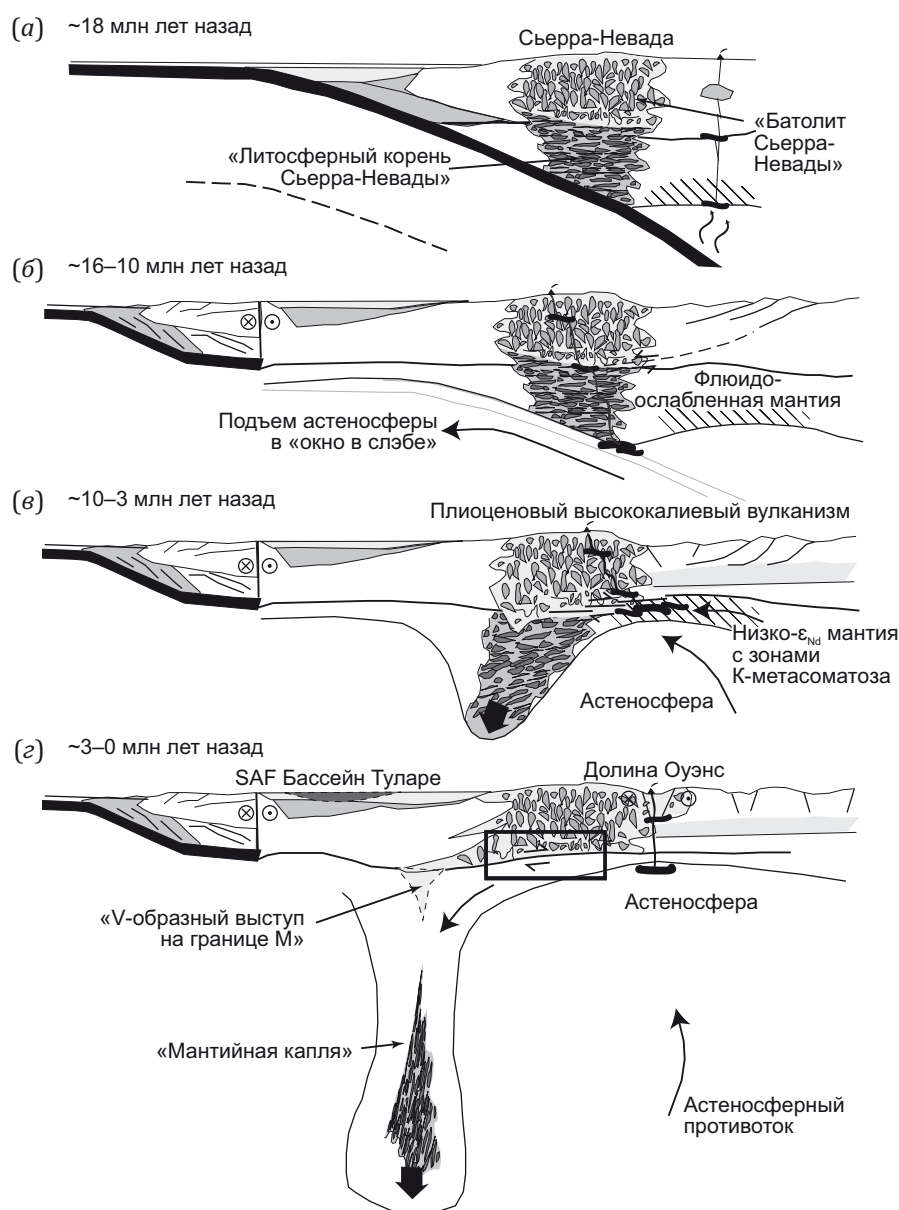


Рис. 13. Модель деляминации литосферного корня из-под батолита Сьерра-Невады (по [Zandt et al., 2004]).

(a) – субдукция плиты Хуан-де-Фука под окраину Северо-Американского континента, где расположен реликт позднемезозойской вулканической дуги в виде батолита Сьерра-Невады, подстилаемый плотным гранат-пироксеновым корнем. В тыловой области батолита расположена область надсубдукционного вулканизма. (b) – раскрытие «окна в слэбе», проникновение горячего астеносферного материала под окраину континента, сдвиговая активность в системе разломов Сан-Андреас, начало дестабилизации «тяжелого корня» Сьерра-Невады. (v) – начальная фаза обрушения в мантию дестабилизированного «тяжелого корня» Сьерра-Невады, сопровождаемая импульсом высококалийевых вулканизма. (z) – основная фаза сгущивания литосферного материала в мантию и оформление его в виде «мантийной капли»; формирование локального осадочного бассейна Туларе и V-образного выступа на поверхности М над областью даунвеллинга; геотермальная активность в области растяжения на восточной границе Сьерра-Невады (Долины Оуэнс, Панаминт и др.). Черный прямоугольный контур показывает область, в которой в подошве коры выделены анизотропные зоны, ассоциируемые со сдвиговой активностью (детachment).

Fig. 13. A delamination model for the lithospheric root from beneath the Sierra Nevada batholith (after [Zandt et al., 2004]).

(a) – the subduction of the Juan de Fuca Plate underneath the North American continental margin where the relic Late Mesozoic volcanic arc lies in the form of the Sierra Nevada batholith, underlain by the dense garnet-pyroxene rocks. At the back of the batholith, there is the suprasubduction volcanic zone. (b) – the opening of a slab window, fingering of hot asthenosphere underneath the continental margin, strike-slip fault activity in the San-Andreas fault system, beginning of destabilization of the dense rocks underlying the Sierra-Nevada. (v) – Initial phase of collapse of the destabilized dense rocks, underlying the Sierra-Nevada, into the mantle, accompanied by pulse of potassium-rich volcanism. (z) – the main phase of collapse of the lithospheric material into the mantle where it acquires a "mantle drop" shape; formation of the Tulare basin and V-shaped protrusion on the Moho surface above the downwelling zone; geothermal activity in the extension area at the eastern margin of the Sierra-Nevada (Owens Valley, Panamint and others). The black rectangular contour shows the area of crust-bottom anisotropic zones associated with strike-slip fault activity (active detachment faulting).

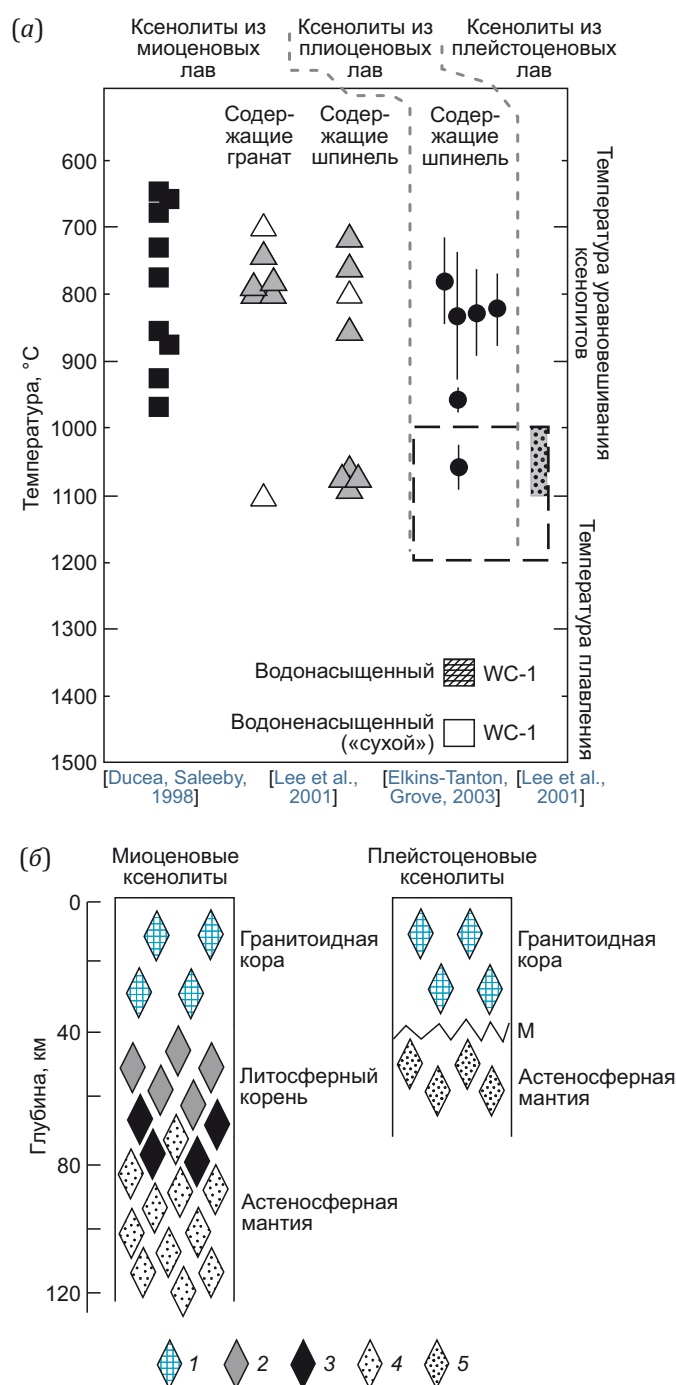


Рис. 14. Тектономагматическая стратификация миоценовой и плиоцен-четвертичной литосферы Сьерра-Невады на основе изучения лав и ксенолитов.

(а) – температура равновесия для ксенолитов из неоген-четвертичных лав (пунктирным квадратом показаны данные [Ducea, Saleeby, 1998] для постмиоценовых лав) и температура выплавления магм образца WC-1. Составлено по данным [Ducea, Saleeby, 1998; Lee et al., 2001; Elkins-Tanton, Grove, 2003]; (б) – схематичное изображение миоценовой и плейстоценовой литосферных колонок, маркируемых ксенолитами. 1 – гранитоидная кора; 2–3 – литосферный корень, в составе которого существенную роль играют гранатовые пироксениты (2 – низкомагнезиальные, 3 – высокомагнезиальные); 4–5 – астеносферная мантия с температурой 700–900 (4) и 1000–1200 °C (5). Составлено по данным [Ducea, Saleeby, 1998; Lee et al., 2001, 2006; Elkins-Tanton, Grove, 2003].

Fig. 14. Tectonomagmatic stratification of the Miocene and Pliocene-Quaternary lithosphere of the Sierra Nevada based on the lava and xenolith research.

(а) – equilibrium temperature for xenoliths from the Neogene-Quaternary lavas (dashed square shows the data reported in [Ducea, Saleeby, 1998] for the post-Miocene lavas) and magma melting temperature of sample WC-1. After [Ducea, Saleeby, 1998; Lee et al., 2001; Elkins-Tanton, Grove, 2003]; (б) – a schematic view of the Miocene and Pleistocene lithospheric columns marked by xenoliths. 1 – granitoid crust; 2–3 – lithospheric root, composed largely of garnet pyroxenites (2 – low-Mg, 3 – high-Mg); 4–5 – asthenospheric mantle at temperatures of 700–900 (4) and 1000–1200 °C (5). After [Ducea, Saleeby, 1998; Lee et al., 2001, 2006; Elkins-Tanton, Grove, 2003].

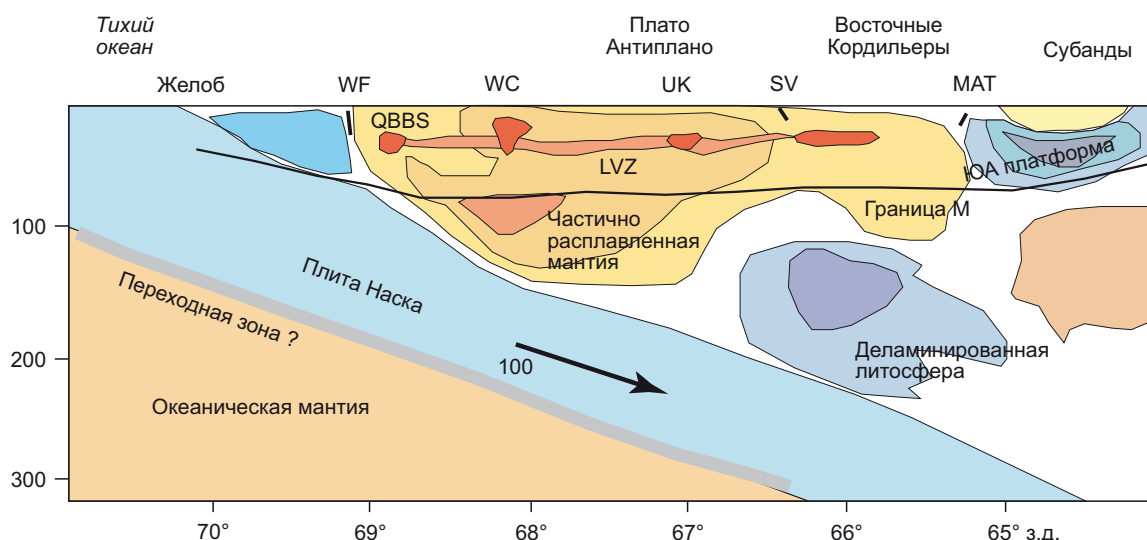


Рис. 15. Концептуальная схема сейсмической структуры литосферы современных Центральных Анд на широте 21° (по [Heit, 2005]).

Основу схемы составляют результаты томографии по Р- и S-волнам. Раздел М – по [Yuan et al., 2002], WC – вулканическая дуга Западные Кордильеры, WF – Западно-Фиссурский разлом, UK – разломная зона Уюни-Хеньяни, SV – разломная система Сан-Висенте, МАТ – Главный Андийский надвиг, LVZ – зона пониженных скоростей в верхней коре под Западными Кордильерами и плато Альтиплано, QBBS – (Quebrada Blanca Bright Spot) область сильных отражений на монтажах сейсмических волн.

Fig. 15. A conceptual scheme of the seismic structure of the lithosphere of the present-day Central Andes at 21° latitude (after [Heit, 2005]).

The scheme is based on the results of P and S wave tomography. Moho boundary after [Yuan et al., 2002], WC – Western Cordillera volcanic arc, WF – West Fissure fault, UK – Uyuni-Kenyani fault zone, SV – San-Vicente fault system, MAT – Main Andean thrust, LVZ – low-velocity zone in the upper crust beneath the Western Cordillera and Altiplano Plateau, QBBS (Quebrada Blanca Bright Spot) – area of strong reflections on the seismic waves sections.

игнимбритовых комплексов Фрайлес с возрастом пиковой активности около 7 млн лет [Avila-Salinas, 1991], а в пограничной области между плато Альтиплано и Пуна расположены поля развития вулканического комплекса Альтиплано-Пуна. Во внутреннем строении комплекса доминируют (более 95 % всего объема) дациты и риолиты – изверженные породы с содержанием SiO_2 65–70 мас. %.

Магматическая активность в этом вулканическом комплексе (игнимбритовые тела, базальтовые потоки, проявления шошонитового вулканизма и др.) была тесно связана с тектоническими деформациями и захватывала область от Западных Кордильер до западной кромки Восточных Кордильер в период 27–5 млн лет с пиком активности в конце этого периода. Затем магматическая активность стала отступать на запад и к рубежу примерно 4 млн лет проявлялась лишь до западной части плато Альтиплано-Пуна, а последние 2 млн лет сосредоточена преимущественно в вулканической дуге Западные Кордильеры [Avila-Salinas, 1991; Kay et al., 1994]. Причину этих проявлений магматизма связывают [Kay R.W., Kay S.M., 1993] с «обрушением» тяжелого экологитового корня пододвигаемой под Анды нижней коры Южно-Американской платформы (рис. 16).

Описанные выше два случая и многие другие случаи деламинации литосферного фрагмента происходили в тектонически активных регионах, в которых перед

этим были длительные субдукционные и/или коллизионные эпизоды. Такие геодинамические обстановки с быстрым затягиванием на глубину не успевающих прогреваться фрагментов литосферы способствуют образованию высокоплотных минеральных ассоциаций и формированию «утяжеленного» литосферного фрагмента. Впоследствии этот литосферный фрагмент под воздействием внешних сторонних причин теряет устойчивость и может «обрушиться» в мантию. Характерные времена непосредственного процесса «отсоединения» (т.е. потери механической связи) деламинируемого литосферного фрагмента от вышележащего корового блока – 1–2 млн лет. Эпизод деламинации сопровождаются кратковременные эпизоды магматизма, продолжительность пика в которых не более нескольких миллионов лет, причем этот пик магматических событий чаще всего совпадает с моментом «отсоединения» деламинируемого литосферного фрагмента. После «обрушения» литосферного фрагмента, вследствие изостатической перестройки, происходит быстрый и резкий изостатический подъем лишенного тяжелого литосферного корня вышележащего блока коры на высоту 2 км и более.

Накопленные к настоящему времени данные позволяют обосновать представления, в соответствии с которыми одна из основных причин воздымания БК – это не медленное и длительное коллизионное сжатие, а быстрая изостатическая реакция на деламинацию

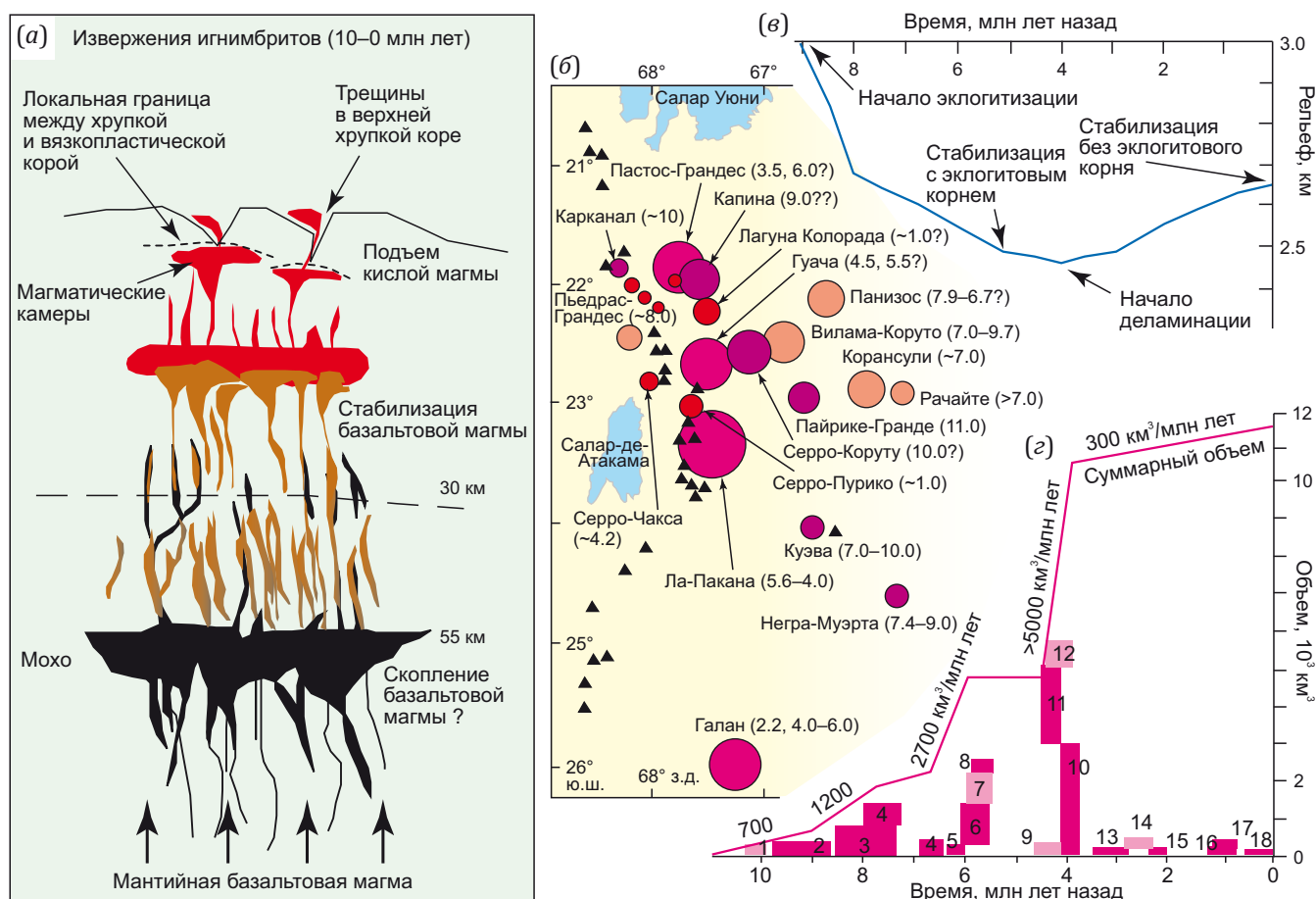


Рис. 16. Неоген-четвертичный игнимбритовый магматизм вулканического комплекса Альтиплано-Пуна (APVC).

(a) – концептуальная схема формирования гигантских игнимбритовых полей. Поднимающаяся из мантии базитовая магма обеспечила прогрев и плавление в коре. Тектонические деформации в верхней коре способствовали образованию многочисленных трещин в верхних горизонтах коры с локальными трансензионными режимами, по которым магма поднималась и, изливаясь, покрывала огромные площади на поверхности [de Silva et al., 2006]. (б) – положение главных магматических центров (преимущественно кальдеры) вулканического комплекса APVC (чем крупнее круг, тем больше кальдера) и их возраст [de Silva et al., 2006]. (в) – результаты моделирования эволюции опускания и воздымания орогена Центральных Анд вследствие эклогитизации пододвигаемой под Анды нижней коры Южно-Американской платформы. Сначала происходит «проседание» орогена под дополнительным весом, а затем воздымание после «обрушения» тяжелого эклогитового корня. Если исходить из того, что эклогитизация стартовала 10–9 млн лет назад, то начало деляминации эклогитового корня коррелирует с катастрофическими извержениями игнимбритов 4–5 млн лет назад (г) [Quinteros et al., 2008]. (г) – изменение во времени магматической активности в комплексе APVC. Кривая показывает суммарный объем изверженных продуктов для известных игнимбритовых комплексов (менее надежные оценки показаны более светлым цветом, ширина прямоугольника – 2σ). 1 – Артола; 2 – Вилама-Коруту I; 3 – Сифон; 4 – Панизос; 5 – Вилама-Коруту II; 6 – Чухуйлла; 7 – Пуяса; 8 – Пелон; 9 – Токонао; 10 – Атана; 11 – Пурипикар; 12 – Тара; 13 – Жувина; 14 – Патао; 15 – Пампа Чамака; 16 – Лагуна Колорада; 17 – Пурико; 18 – Фило Дельгадо. Цифры – скорости извержений для главных этапов активности. Магматизм стартовал ~10 млн лет назад, его интенсивность постоянно нарастала во времени, в период 5–4 млн лет назад произошли катастрофические события, после которых активность пошла на убыль [de Silva et al., 2006].

Fig. 16. Neogene-Quaternary ignimbrite magmatism of the Altiplano-Puna Volcanic Complex (APVC).

(a) – a conceptual scheme of formation of giant ignimbrite fields. Basite magma rising from the mantle heated up the crust to promote crustal melting. Tectonic deformations in the upper crust gave rise to the occurrence of numerous fractures in locally transtensional upper crustal horizons along which the magma rose, reached the surface, and flew over vast areas as lava [de Silva et al., 2006]. (б) – location of main magmatic centers (mostly calderas) of the APVC (the larger the circle, the larger the caldera) and their age [de Silva et al., 2006]. (в) – the results of evolutionary modeling of orogenic subsidence and uplift of the Central Andes due to eclogitization of the lower crust of the South American Platform subducting beneath the Andes. The orogenic subsidence occurs under additional loading conditions at first and then the uplift takes place due to the collapse of the thick eclogitic root. Assuming that eclogitization started 10–9 Ma ago, the beginning of delamination of the eclogitic root correlates well catastrophic ignimbrite-producing eruptions 4–5 Ma ago [Quinteros et al., 2008]. (г) – temporal variation in magmatic activity at the APVC. The curve shows a total volume of products of the known ignimbrite eruptions (less reliable values are lighter-colored, rectangular width – 2σ). 1 – Artola; 2 – Vilama-Corutu I; 3 – Sifon ignimbrite; 4 – Panizos; 5 – Vilama-Corutu II; 6 – Chuhuhuilla; 7 – Pujasa; 8 – Pelon; 9 – Toconao; 10 – Atana; 11 – Puripicar; 12 – Tara; 13 – Juvina; 14 – Patao; 15 – Pampa Chamaca; 16 – Laguna Colorado; 17 – Purico; 18 – Filo Delgado. Numerical values are eruption velocities at major activity stages. Magmatism started 10 Ma ago, its intensity was constantly increasing with time; 5–4 Ma ago there occurred catastrophic events after which the activity has slowed down [de Silva et al., 2006].

литосферного фрагмента из-под центральной части Кавказского региона, которая зафиксирована сейсмотомографическими материалами [Koulakov et al., 2012; Zabelina et al., 2016] (рис. 17).

Специально отметим, что самая ранняя публикация, которую нам удалось найти и в которой была высказана идея о деламинации фрагмента литосферной мантии под центральной частью Кавказского региона, – работа [Ershov et al., 1999]. В ней был представлен комплексный анализ геолого-геофизических материалов по Кавказскому региону, включая гравитационное моделирование, моделирование прогибания Предкавказских прогибов и расчет мощности изгибаемой упругой части литосферы. В частности, в работе [Ershov et al., 1999] показано, что (1) топографическая нагрузка, которую создает Кавказский ороген, не может объяснить глубинные профили и историю прогибания сопряженных с орогеном прогибов, реконструированные по большому объему фактических данных, и (2) для образования современного высокого рельефа Центрального Кавказа необходимо утолщение коры и удаление литосферного корня за счет какого-нибудь механизма – кондуктивного прогрева, конвективного удаления или деламинации. Однако во время подготовки работы [Ershov et al., 1999] еще отсутствовали фактические данные, которыми бы можно было обосновать выбор наиболее подходящего механизма.

К настоящему времени уже накоплен большой объем плейстоцен-четвертичных датировок магматических проявлений в Кавказском регионе и других характеристик этого магматизма. Если сопоставить эти датировки с процессом деламинации фрагмента литосферы под Центральным Кавказом, то рубеж около 2–3 млн лет можно рассматривать как момент «отсоединения» деламинируемого литосферного фрагмента, за которым последовало резкое изостатическое воздымание Малого и Большого Кавказа.

Первые плейстоценовые изотопные датировки вулканизма на БК стали известны, по-видимому, еще в 90-х годах XX в. [Lipman et al., 1993; Zhuravlev, Negrei, 1993; Hess et al., 1993]. К настоящему времени датированию, петрологическому и изотопно-геохимическому изучению плейстоцен-четвертичных магматических пород БК посвящено огромное количество работ [Milanovsky, Koronovsky, 1973; Koronovsky et al., 1987; Kostitsyn, 1995; Gazis et al., 1995; Kostitsyn, Kremenetsky, 1995; Bogatikov et al., 1998; Grün et al., 1999; Gurbanov et al., 2004; Koronovsky, Demina, 2007; Avdeenko et al., 2008; Lebedev et al., 2004, 2011a; Lebedev, Vashakidze, 2014; Parfenov et al., 2019; Soloviev et al., 2021a, 2021b]. Все крупные плейстоцен-четвертичные вулканические проявления на БК (см. рис. 7) уже хорошо изучены и надежно датированы. В работе [Bindeman et al., 2021a] представлен синтез и анализ большого объема опубликованных ранее и полученных авторами современных высокоточных

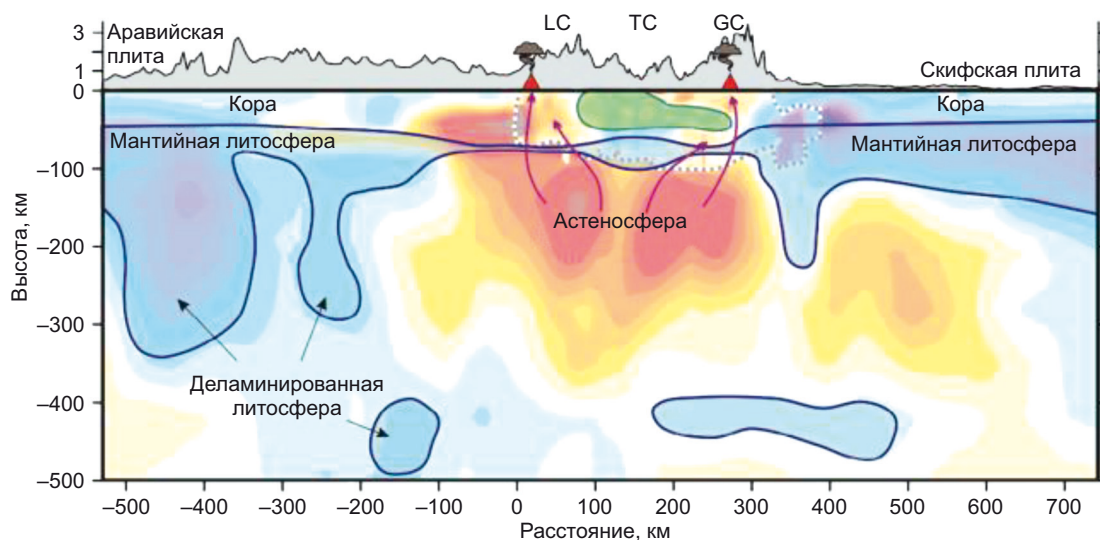


Рис. 17. Сейсмотомографическая модель коры и верхней мантии Кавказского региона (по [Koulakov et al., 2012; Zabelina et al., 2016]).

Синеватые узоры выделяют части более высокоскоростной и плотной мантийной литосферы; зеленый цвет маркирует такой блок под Транскавказьем (ТС). В центральной части Кавказского региона фиксируется подъем астеносферы и замещение астеносферным веществом подлитосферной мантии под Малым и Большим Кавказом. Красные стрелки обозначают возможные пути подпитки вулканических центров в Малом (LC) и Большом (GC) Кавказе.

Fig. 17. Seismotomographic model of the crust and upper mantle of the Caucasus region (after [Koulakov et al., 2012; Zabelina et al., 2016]).

Bluish patterns show the higher-velocity and denser zones in the mantle lithosphere, green stands for such block beneath Transcaucasia (TC). The central Caucasus region exhibits upwelling asthenosphere and the process of the sublithospheric mantle to asthenospheric matter replacement beneath the Lesser and Greater Caucasus. Red arrows show probable ways of feeding volcanic centers in the Lesser (LC) and Greater (GC) Caucasus.

датировок и результатов изотопно-геохимического изучения плиоцен-четвертичных магматических пород БК. Специально отметим, что высокоточное U-Pb датирование по циркону CA-ID-TIMS циркона из верхней и нижней части чегемских игнимбритов и ассоциированных порфиров дает возрастные спектры, фиксирующие 160 тыс. лет аккумуляции и дифференциации магмы, совпадающие с возрастом извержения 2.9181 ± 0.0014 млн лет, ограниченного самой молодой датированной популяцией циркона [Bindeman et al., 2021a]. В целом же, в Чегемском и Тырныаузском магматических ареалах зафиксировано два импульса активности около рубежей 2.92 и 1.98 млн лет, в игнимбритах и гранитах Эльбруса и Тырныауза получена компактная группа возрастов около 1.98 млн лет [Bindeman et al., 2021a, 2021b]. Это предполагает общий источник для всех этих магматических проявлений, расположенный, вероятно, в районе Тырныауза [Bindeman et al., 2021a, 2021b]. В плейстоцене – голоцене Эльбрус проявлял неоднократную вулканическую активность, последнее на сегодняшний день извержение произошло около двух тысяч лет назад. Известны и другие проявления магматических и метаморфических событий на БК в плиоцене – голоцене [Lebedev et al., 2005, 2006, 2010a, 2010b; Chernyshev et al., 2014; Kaigorodova et al., 2021; Gazis et al., 1995]. В работе [Chernyshev et al., 2014] предложено выделять два этапа повышенной магматической активности БК – среднеплиоценовый (3–2 млн лет назад, учитывая данные [Bindeman et al., 2021a]) и раннеплейстоценовый.

Для Малого Кавказа результаты недавно обобщены в диссертационной работе [Shalaeva, 2024]. Установлена периодизация активности вулкана Арагац из четырех фаз: I и II – 0.97–0.89 млн лет, III – 0.74–0.68 млн лет, IV – 0.56–0.45 млн лет [Chernyshev et al., 2002; Lebedev et al., 2011b]. Для игнимбритов Гюмри (разрезы Джрацзор и Меграшат) получены датировки 0.65–0.70 млн лет [Shalaeva et al., 2020]. Таким образом, формирование игнимбритов Гюмри можно отнести к завершению III фазы активности вулкана Арагац. На обнажении Капс для андезибазальтов получен возраст 2.25 ± 0.10 млн лет, а для трахиандезибазальтов – 2.1 ± 0.2 и 2.25 ± 0.10 млн [Shalaeva et al., 2019] и 2.09 ± 0.05 млн лет [Ritz et al., 2016]. Возраст платобазальтов и андезибазальтов на территории Армении показал значения ~2.5–2.0 млн лет [Trifonov et al., 2016, 2017] и 3.26–1.80 млн лет [Meliksetyan, 2012].

Вулканический центр Араилер включает вулкан Араилер (2610 м) и несколько шлаковых конусов. В работе [Lebedev et al., 2011b] показано, что этот вулканический центр был сформирован, предположительно, в два этапа. На первом этапе произошло выжимание дацитовых экструзий, на втором этапе – извержение андезитовых лав, а к югу от вулкана Араилер, вероятно синхронно извержению андезитовых лав, произошло извержение эффузивов основного состава. Возраст андезитов и дацитов – 1.23 ± 0.03 – 1.37 ± 0.04 млн лет, возраст риолитовых обсидианов составляет 1.26

± 0.05 млн лет [Lebedev et al., 2011b]. Базальты Карс-Дигорского плато имеют возраст 1.27 ± 0.05 млн лет [Shalaeva, 2024].

Также специально отметим, что в акчагыльское время ~2.6 млн лет в северном Причерноморье и Прикаспии отмечен пик «акчагыльской трансгрессии», во время которой обширные пространства в Кавказско-Каспийском регионе были залиты морем [Trifonov et al., 2024]. Можно предположить (по аналогии с региональными эпизодами прогибания поверхности, которые предшествовали деламинации фрагмента литосферы под Сьеррой-Невадой и Центральными Андами), что «акчагыльская трансгрессия» была вызвана не общим повышением уровня моря в Восточном Паратетисе, а региональным проседанием в центральной части Кавказского региона над будущим деламинированным фрагментом литосферы. Это еще один косвенный индикатор, уточняющий момент времени «отсоединения» деламинируемого литосферного фрагмента.

В ряде работ [Ershov, Nikishin, 2004; Trifonov, Sokolov, 2017] воздымание Центрального Кавказа объясняется влиянием астеносферного потока, распространяемого от Эфиопско-Афарского суперплюма. Однако, по нашему мнению, этот поток мог быть триггером, спровоцировавшим процесс деламинации фрагмента литосферной мантии, но не мог быть первичной и главной причиной стремительного воздымания Центрального Кавказа в плиоцен-четвертичное время.

Стремительное воздымание Большого и Малого Кавказа в четвертичное время стало находить свое подтверждение и в исследованиях традиционными методами. Так, в работе [Shalaeva, 2024] показано, что дно Ширакской впадины (Малый Кавказ) в акчагыльское время (т.е. ~2.6 млн лет назад) было расположено на абсолютных высотах не более 250 м, а в настоящее время поднято на высоту около 1.5 км. В восточном сегменте БК на высоте около 2 км обнаружены в районе Акуши и на Кусарском плато в районе г. Бол. Сувал грубообломочные образования, интерпретированные как реликты пляжей, возраст которых надежно доказан биоостратиграфическими данными как миоценовый (мэотис или понт?) [Drobyshev, 1929] и акчагыльский [Trikhunkov et al., 2020] соответственно.

5. ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВОЗДЫМАНИЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ПРАВОСДВИГОВАЯ АКТИВНОСТЬ В ЗОНЕ ЕГО ЮЖНОГО СКЛОНА КАК ЧАСТЬ ОБЩЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЧЕРНОМОРСКО-БАЛКАНО-АНАТОЛИЙСКО-КАСПИЙСКОГО МЕГАРЕГИОНА

Быстрое четвертичное воздымание БК после деламинации литосферного корня естественным образом вписывается в надежно реконструированную тектоническую эволюцию Черноморско-Балкано-Анатолийско-Каспийского мегарегиона. Наибольшее влияние на позднемиоцен-четвертичную тектонику этого мегарегиона оказало разрушение слэба Аравийской плиты при заклинивании зоны субдукции, маркируемой

в современной структуре Черноморско-Балкано-Анатолийско-Каспийского мегарегиона сутурой Битлис-Загрос, приблизительно 12 млн лет назад [Keskin, 2003, 2007; Lei, Zhao, 2007; Zor, 2008] (рис. 18).

Обрушение слэба вызвало поднятие Турецко-Иранского плато на высоту 1.5–2.0 км и импульс вулканизма в восточной части Анатолийского п-ва (см. рис. 7), где более половины Восточно-Анатолийского плато «залито» преимущественно субщелочными вулканитами [Akyol et al., 2006; Keskin, 2003, 2007]. Этот вулканизм мигрировал от сутуры Битлис (~11 млн лет) в северном направлении к Кавказу (~3–2 млн лет). Значения сейсмических скоростей Pn (характеризующих слой мантии непосредственно под подошвой коры – границей М) понижены до 7.8 км/с под западной частью Анатолийского п-ова и до 7.6 км/с под его восточной частью [Al-Lazki et al., 2004]. Пониженные сейсмические скорости зафиксированы и под частью БК [Koulakov et al., 2012; Trifonov, Sokolov, 2018]. Это свидетельствует об отсутствии слоя литосферной мантии и замещении ее астеносферой практически под всем Анатолийским п-овом [Vinnik et al., 2016] и частью Кавказа.

Последовательная деламинация фрагментов литосферы под Анатолийским и затем под Центрально-Кавказским регионом вызвала резкую реорганизацию тектонических движений во всем Черноморско-Балкано-Анатолийско-Каспийском мегарегионе. В частности, большое значение приобрели новообразованные течения в мантии вдоль простираения зоны коллизии [Kopp, 1997]. Кроме того, это нашло отражение в выделении новой Анатолийской микроплиты по системе сдвиговых Анатолийских разломов, сходящихся в точ-

ке тройного сочленения Карлиова (см. рис. 7; рис. 19). Северо-Анатолийская сдвиговая зона отделяет Анатолийскую микроплиту с севера от Черноморского блока, а Восточно-Анатолийская сдвиговая зона – с юго-востока от Аравийской плиты [Faccenna et al., 2006]. Режим заложения новых сдвиговых зон постепенно проникал/мигрировал на север. Возможно, сдвиговые зоны с движениями, аналогичными Северо-Анатолийской сдвиговой зоне, были образованы также и на поднятиях Андрусова и Архангельского, разделяющих Западно- и Восточно-Черноморские котловины. Чуть позже произошло заложение региональных сдвигов на Юго-Восточном Кавказе [Kopp, Kurdin, 1980], и затем уже была сформирована и региональная Крымско-Кавказско-Копетдагская правосторонняя сдвиговая зона (см. рис. 11), основные движения вдоль которой произошли в плиоцене – квартере [Patina et al., 2017]. Активные деформационные процессы на Кавказе и в прилегающих регионах происходят и в настоящее время. В частности, интенсивные деформации в настоящее время испытывают толщи в Туапсинском прогибе в его приближенных к побережью частях [Almendinger et al., 2011].

Для современной плитотектонической конфигурации и движений в Черноморско-Балкано-Анатолийско-Каспийском мегарегионе характерны следующие особенности (см. рис. 7; рис. 20).

В «буферной» зоне между крупными Евразийской, Африканской и Аравийской плитами расположена Анатолийская микроплита, которая движется на запад вдоль Северо-Анатолийской разломной зоны. Эта зона представляет собой систему правосторонних сдвиговых разломов протяженностью более 1400 км от точки

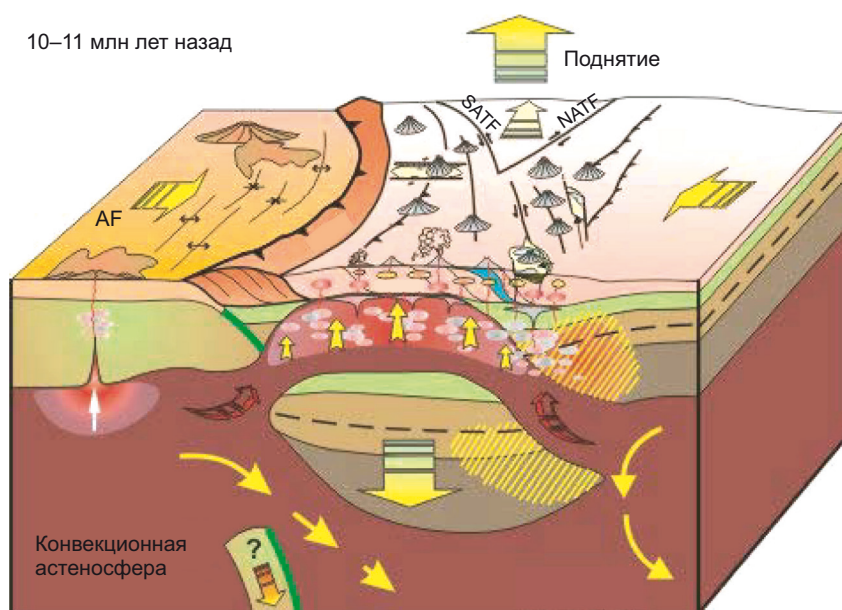


Рис. 18. Иллюстрация постмиоценового обрушения литосферного фрагмента под восточной частью Анатолийского п-ова (по [Keskin, 2007]). AF – Африканская плита, NATF – Северо-Анатолийская система разломов, SATF – Южно-Анатолийская система разломов.

Fig. 18. Illustration of the post-Miocene collapse of the lithospheric fragment beneath the eastern part of the Anatolian Peninsular (after [Keskin, 2007]). AF – African plate, NATF – North Anatolian fault system, SATF – South Anatolian fault system.

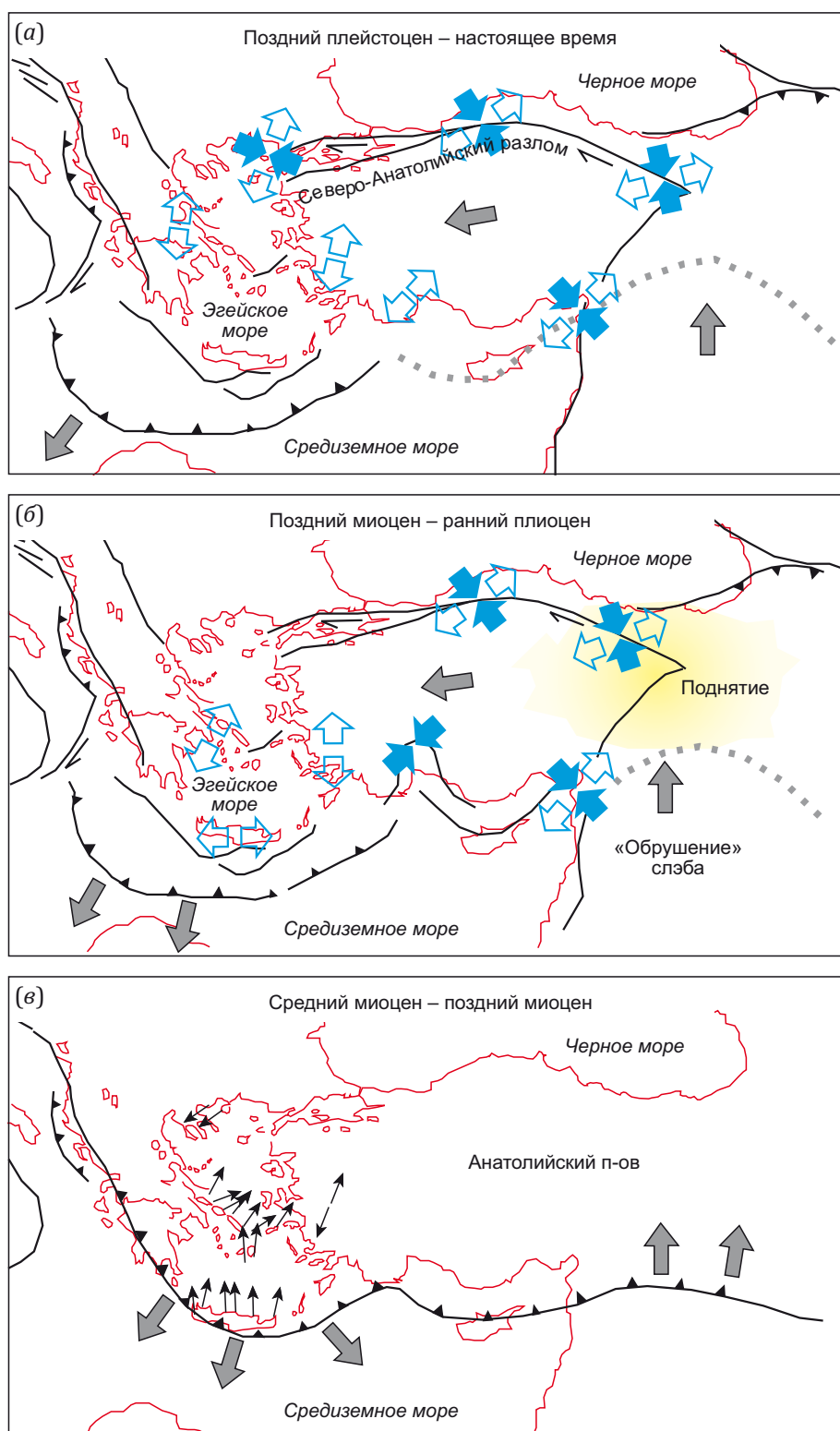


Рис. 19. Схема постпозднеэоценовой тектонической эволюции Анатолийско-Балканского региона и сопредельных территорий (по [Faccenna et al., 2006]).

Серые стрелки – направления движения плит, синие стрелки – направления сжатия (залитые) и растяжения (полые) в некоторых ключевых регионах. Точечная линия – примерная линия «слома слэба», желтый тон – примерное положение региона, под которым обрушился фрагмент литосферной мантии.

Fig. 19. A scheme of the post-Late Eocene tectonic evolution of the Anatolian-Balkan region and adjacent areas (after [Faccenna et al., 2006]).

Gray arrows show the directions of plate motions; blue filled arrows show the directions of compression, blue empty arrows show the directions of extension in some key regions. The dotted line is an approximate line of the slab collapse; yellow color shows an approximate location of the region, under which the lithospheric mantle fragment has collapsed.

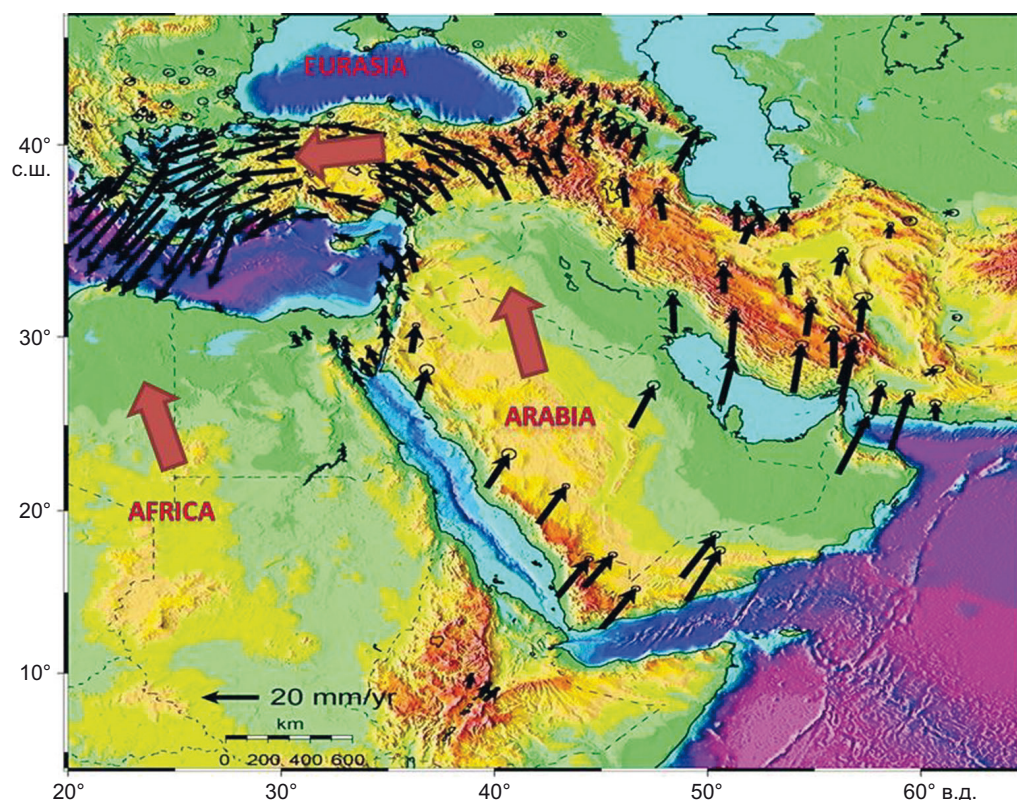


Рис. 20. Схема современных движений плит в Черноморско-Балкано-Анатолийско-Каспийском мегарегионе по данным GPS (по [Kalafat, 2017]).

Fig. 20. A scheme of recent plate motions in the Black Sea-Balkan-Anatolian-Caspian megaregion based on the GPS data (after [Kalafat, 2017]).

Карлиова до Эгейского моря, в которой происходит ее виргация с образованием нескольких ветвей. Результаты GPS- и SLR-наблюдений показывают, что в настоящее время Северо-Анатолийская разломная зона аккомодирует практически всю сдвиговую компоненту (22 мм/год) во взаимных движениях Анатолийской и Евразийской плит [McClusky et al., 2000]. Только малая часть близмеридионального давления Африканской и Аравийской плит, по мнению автора работы [Kalafat, 2017], передается через Понтиды на Черноморский блок, который, по-видимому, испытывает укорочение (сокращение) в близмеридиональном направлении со скоростью ~ 1 мм/год. Внутренние деформации центральных областей Анатолийской микроплиты протекают со скоростью меньше 2 мм/год, а ее движение в виде жесткого блока происходит как вращение против часовой стрелки вокруг Эйлера полюса, расположенного около дельты Нила. Южный блок Эгейского моря движется когерентно с Анатолийской микроплитой по направлению к Эллинской дуге, но с большей скоростью, чем центральные области Анатолийской микроплиты (30 мм/год против 20 мм/год) [McClusky et al., 2000; Le Pichon et al., 1995; Kahle et al., 1999]. Разница в скоростях компенсирована растяжением в западной части Анатолийского п-ова. Повышенные скорости движения и интенсивность растяжения в южном Эгейском блоке связывают с откатом

Эллинского желоба [Le Pichon, Angelier, 1979; Gautier et al., 1999; Wortel, Spakman, 2000; Jolivet, Faccenna, 2000; Jolivet, 2001].

В северной части Кавказского региона можно наблюдать всеообразный рисунок векторов горизонтальных скоростей [Milyukov et al., 2022], отражающий вращение северного крыла Северо-Азовской флексурно-разрывной зоны в направлении против часовой стрелки и, соответственно, современные сдвиговые смещения (рис. 21). В пределах БК и Кубанского прогиба проявлено поперечное сжатие со скоростью до 1 мм/год, в Предкавказье преобладают сдвиговые смещения.

Характерным аспектом современного поля скоростей западного сегмента БК и Западного Предкавказья по работе [Milyukov et al., 2015] является их согласованное движение в северо-северо-восточном направлении со скоростью 27–28 мм/год (см. рис. 7). В том же направлении, но с чуть меньшей скоростью (24–25 мм/год) происходит смещение восточно-европейской платформенной части Евразии. Горное сооружение крайнего западного сегмента БК испытывает продольное сжатие. Однако большой блок горного сооружения западного БК восточнее Туапсинской зоны разломов испытывает продольное растяжение [Milyukov et al., 2022]. При этом интенсивность деформационных процессов на южном склоне западного сегмента БК выше, чем в сопредельных районах Предкавказья (рис. 21).

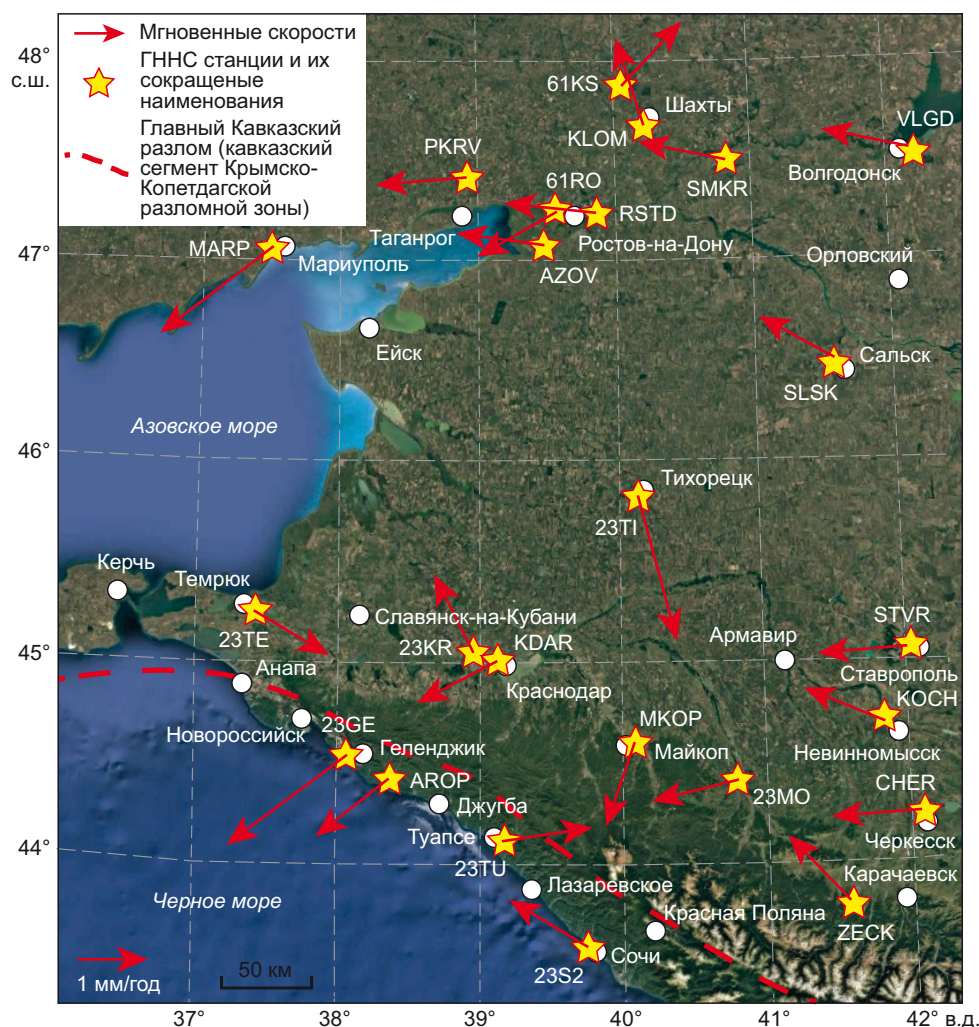


Рис. 21. Схема векторов мгновенных скоростей горизонтальных смещений различных частей западного сегмента Большого Кавказа, Западного Предкавказья и расположенных севернее структур с платформенным стилем строения (положение ГНСС-станций и векторы скоростей по [Milyukov et al., 2022]).

Региональные базовые ГНСС станции: CHER – Черкесск, KISL – Кисловодск, KOCH – Кочубеевское, MARP – Мариуполь, STVR – Ставрополь, RSTD – Ростов-на-Дону-1, ZECK – Зеленчукская, 61RO – Ростов-на-Дону-2. Региональные ГНСС станции: AROP – Архипо-Осиповка, AZOV – Азов, KDAR – Краснодар-2, KLOM – Шахты, MKOP – Майкоп, PKRV – Покровское, SLSK – Сальск, SMKR – Семикаракорск, VLGD – Волгодонск, 23GE – Геленджик, 23KR – Краснодар-1, 23S2 – Сочи, 23TI – Тихорецк, 23TE – Темрюк, 23TU – Туапсе, 61KS – Красный Сулин.

Fig. 21. A scheme of horizontal instantaneous velocity vectors in different parts of the western segment of the Greater Caucasus, West Ciscaucasia and platform-style structures located further north (GNSS station locations and velocity vectors from [Milyukov et al., 2022]).

Regional basic GNSS stations: CHER – Cherkessk, KISL – Kislovodsk, KOCH – Kochubeevskoe, MARP – Mariupol, STVR – Stavropol, RSTD – Rostov-on-Don-1, ZECK – Zelenchukskaya, 61RO – Rostov-on-Don-2. Regional GNSS stations: AROP – Arkhipo-Osipovka, AZOV – Azov, KDAR – Krasnodar-2, KLOM – Shakhty, MKOP – Maikop, PKRV – Pokrovskoe, SLSK – Salsk, SMKR – Semikarakorsk, VLGD – Volgodonsk, 23GE – Gelendzhik, 23KR – Krasnodar-1, 23S2 – Sochi, 23TI – Tikhoretsk, 23TE – Temryuk, 23TU – Tuapse, 61KS – Krasny Sulin.

В отношении современных вертикальных движений в пределах БК в целом можно отметить следующее. По результатам GPS-наблюдений для равнинного Предкавказья и невысоких предгорий характерны вертикальные движения с мгновенной современной скоростью 2.49 ± 2.20 (станция Владикавказ), 2.89 ± 1.70 (станция Зеленчукская) и 3.55 ± 1.53 мм/год (станция Кисловодск), которые в высокогорной части БК (станция Терскот) возрастают до 4.36 ± 0.70 мм/год [Milyukov et al., 2015]. При сохранении скорости воздымания около

4 мм/год за последние 2 млн лет величина воздымания БК могла составить 8 км.

6. КУБАНСКИЙ ПРОГИБ – ПЕРИКРАТОННЫЙ БАССЕЙН, ТРАНСФОРМИРОВАННЫЙ В ПРЕДГОРНЫЙ ПРОГИБ НЕ РАНЕЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА

Основоположники отечественной геологической науки уже более ста лет назад предложили рассматривать ороген БК и расположенные к северу от него

Предкавказские прогибы как парагенетическую связь – «ороген и прогиб, заполненный продуктами эрозии орогена» [Arkhangelsky, 1923, 1927, 1941; Arkhangelsky, Shatsky, 1933; Arkhangelsky et al., 1937]. Эти представления были развиты в работах М.В. Муратова [Muratov, 1955, 1972], фактически без изменений нашли свое отражение в классических монографиях [Milanovsky, Khain, 1963; Milanovsky, 1968; Khain, 1984] и благополучно дожили до наших дней [Popov et al., 2009; Nikishin et al., 2010; Popkov, 2010; Beluzhenko, 2011; Popov, Patina, 2023]. Во всех этих и многих десятках других работ система Предкавказских прогибов интерпретирована как система предгорных осадочных бассейнов, парагенетически связанных с горным сооружением БК и заполненных преимущественно продуктами эрозии слагающих это горное сооружение вещественных комплексов. При этом начало воздымания орогена БК относят к олигоцену или к миоцену.

В противоположность этому примерно с 2010 г. в западной литературе стали появляться материалы, свидетельствующие о том, что БК стал высокогорным сооружением и тектонической доминантой Причерноморья не ранее конца миоцена. Так, были получены и опубликованы данные по низкотемпературной термохронометрии, указывающие на резкое возрастание скорости эксгумации центрального сегмента БК в плиоцене [Avdeev, Niemi, 2011]. В работе [Vincent et al., 2013] были представлены результаты анализа минералогического состава песчаников из кайнозойских толщ Северного Причерноморья, которые не зафиксировали продуктов размыва Кавказа в обломочных породах из нижнемиоценовых и более молодых толщ Предкавказья.

При этом работ с результатами исследований и основанными на них выводами, явным образом противоречащими общепринятым среди российских геологов представлениям о Предкавказских прогибах как о предгорных кайнозойских прогибах, заполненных преимущественно продуктами разрушения Кавказского орогена, воздымание которого стартовало еще в олигоцене или миоцене, в русскоязычной геологической литературе до настоящего времени фактически нет. Эти классические для отечественной геологии представления оказались очень живучими, несмотря ни на появление новых материалов, ни на очевидные несоответствия между собой общих орографических характеристик БК и Предкавказских прогибов, если их трактовать как динамически единую пару – ороген и его предгорный прогиб. В теории, если предгорный прогиб обязан своим образованием надвиганию/набеганию орогена на край платформы, то области с максимальными мощностями осадочных толщ, накопленных в предгорном прогибе, должны быть расположены напротив самых высоких и широких частей орогена. Из этого следует, что наиболее глубокие части Предкавказского прогиба должны были бы быть расположены напротив самой высокогорной центральной части БК с высотами более 5 км. Однако в паре БК – Пред-

кавказье все наоборот. Против центрального сегмента БК в Предкавказье расположен относительно приподнятый блок (Ставропольское поднятие), а наиболее глубокие части Кубанского прогиба расположены напротив крайних западных частей западного сегмента БК, где высоты орогена чуть превышают 0.5 км. И далее на запад, Индоло-Кубанский прогиб в своей крымской части прослеживается только до центральных областей Крыма, где он заканчивается/выклинивается, хотя Крымские горы продолжают/тянутся на запад еще почти на 100 км.

В последнее десятилетие стали общедоступными материалы сейсмопрофилирования высокого разрешения, характеризующие внутреннее строение Предкавказских прогибов. В сейсмических записях были выявлены многочисленные детали, позволяющие судить о направлениях седиментационных потоков. Прежде всего это погребенные уступы и связанные с ними клиноформы, представляющие собой реликты палеodelьт – конседиментационных структур выноса обломочного материала из областей эрозии и транзитных областей в область широкого шельфа. Кроме того, на высокоразрешающих материалах сейсмопрофилирования отчетливо видны эрозионные поверхности (эрозионные границы разных порядков), а также палеоврезы и другие конседиментационные структурные формы. Анализ многочисленных материалов по Западному Предкавказью показывает, что от олигодена до плиодена ориентировки всех клиноформенных тел и косослоистых серий внутри клиноформ – преимущественно на юг, реже – на юго-запад или юго-восток, что свидетельствует о боковом наращивании разреза только со стороны Восточно-Европейской и Скифской платформ [Kripinevich et al., 1989; Popov et al., 2010; Babina et al., 2022; Polina et al., 2023; Kolodyazhny et al., 2024a, 2024b, 2024c; Patina et al., 2024a, 2024b; Postnikova et al., 2024; Dantsova et al., 2024]. Пример таких сейсмостратиграфических материалов показан на рис. 22. При этом в кайнозойских толщах Кубанского прогиба не выявлено клиноформенных структур, ориентированных на север, северо-восток или северо-запад.

В Западном Предкавказье клиноформенные комплексы прослежены вплоть до верхних стратиграфических уровней плиодена – до киммерия [Dantsova et al., 2024] и даже до пограничных уровней плиодена (киммерия) и квартера (куяльника/гелазия) [Popov et al., 2010; Kolodyazhny et al., 2024b], оценки нижнего возрастного рубежа которого составляют 2.6 млн лет. Для более молодых толщ разрешение на сейсмических монтажах по объективным причинам критически падает и не позволяет надежно идентифицировать клиноформы и другие сейсмостратиграфические маркеры, которые позволили бы определять направления седиментационных потоков.

Кроме сейсмостратиграфических методов, изменения источников сноса и направлений седиментационных потоков могут быть зафиксированы также и с помощью анализа результатов U-Pb датирования зерен

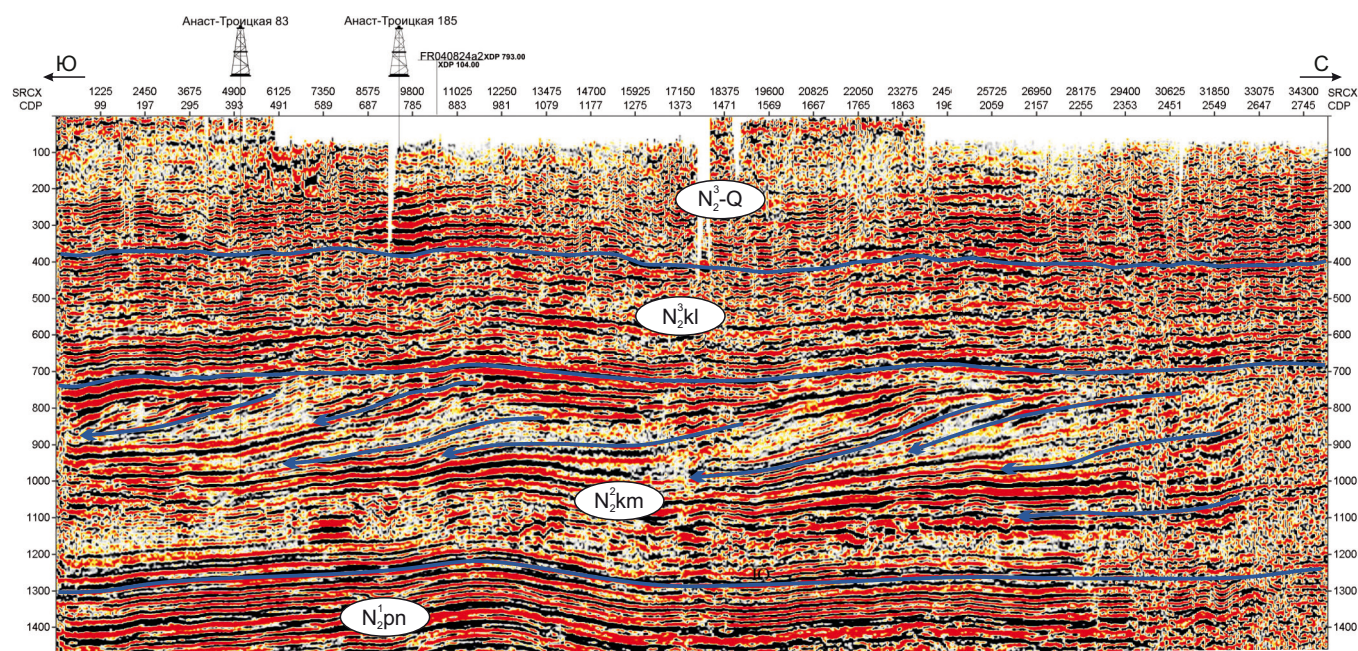


Рис. 22. Сейсмический профиль FR050805, иллюстрирующий внутреннее строение кайнозойских сейсмокомплексов Западного Предкавказья.

Клиноформы, указывающие направление седиментационных потоков в Западно-Кубанский прогиб со стороны Восточно-Европейской платформы вплоть до киммерия, показаны синими линиями (по [Dantsova et al., 2024]). Положение профиля см. рис. 7.

Fig. 22. Seismic profile FR050805, illustrating the internal structure of seismocomplexes of the West Ciscaucasia. The clinoforms showing the sediment flow direction in the West Kuban trough from the side of the East European Platform up to the Cimmerian are highlighted by the blue lines (after [Dantsova et al., 2024]). See Fig. 7 for the profile location.

детритового циркона (dZr), извлеченного из обломочных пород. В частности, для обоснования изменения источников сноса материала, которым могли бы быть заполнены Предкавказские прогибы и, в том числе Кубанский прогиб, могут быть использованы результаты U-Pb датирования dZr, извлеченного из песчаных пород позднемiocеновых, плиоценовых и четвертичных осадочных толщ, выполняющих этот прогиб.

Для Западного Предкавказья геохронологические характеристики источников сноса с Восточно-Европейской платформы (т.е. с северного борта бассейна) и с орогена БК (т.е. с южного борта бассейна) существенно различны. На БК и в Горном Крыму («южные» источники) широко представлены юрские магматические образования – потенциальные первичные источники зерен dZr с юрским возрастом в диапазоне ~168–185 млн лет. В «северных» источниках кристаллических комплексов с такими молодыми датировками нет [Kuznetsov, Romanyuk, 2021]. Анализ накопленных к настоящему времени пилотных данных (см. обзор в [Kuznetsov et al., 2024a]) уже показал, что в песчаных породах доплиоценовой части верхнемезозойско-кайнозойского разреза Индоло-Кубанского прогиба зерен dZr с юрским возрастом в массовом количестве нет. Статистически значимые популяции юрских dZr выявлены в песках из толщ не древнее рубежа плиоцена и плейстоцена [Romanyuk, Kuznetsov, 2024; Shalaeva et al., 2024].

Таким образом, в Западном Предкавказье (в Кубанском прогибе) в изученных обломочных породах, участвующих в строении разрезов толщ древнее плиоцена, провенанс-сигнал БК, судя по пилотным данным, не зафиксирован. Дальнейшие детальные исследования обломочных пород, участвующих в строении разрезов постплиоценовых толщ, возраст которых надежно и детально биостратиграфически обоснован, позволят выявить более точные временные рубежи, на которых в разные сегменты Предкавказья начали поступать продукты разрушения комплексов БК. Это позволит дифференцировать временные рубежи, на которых разные сегменты БК начали интенсивное воздымание и эродирование.

Отметим, что феномен малых объемов продуктов эрозии БК в прогибах Западного Предкавказья недавно был объяснен гравитационным коллапсом орогена БК и тектонической эрозией [Kolodyazhny et al., 2024a, 2024b]. Происхождение редких олигоцен-миоценовых комплексов с олигоцен-миоценовым возрастом в Предкавказье также получило недавно новое объяснение. В кайнозое Предкавказье было частью северных районов Восточного Паратетиса, который представлял собой сложную систему соединенных между собой внутриконтинентальных морей, периодически переживавших изоляцию от Мирового океана, что приводило к катастрофическим изменениям уровня вод в них. Регрессии, происходившие при понижении уровня вод в

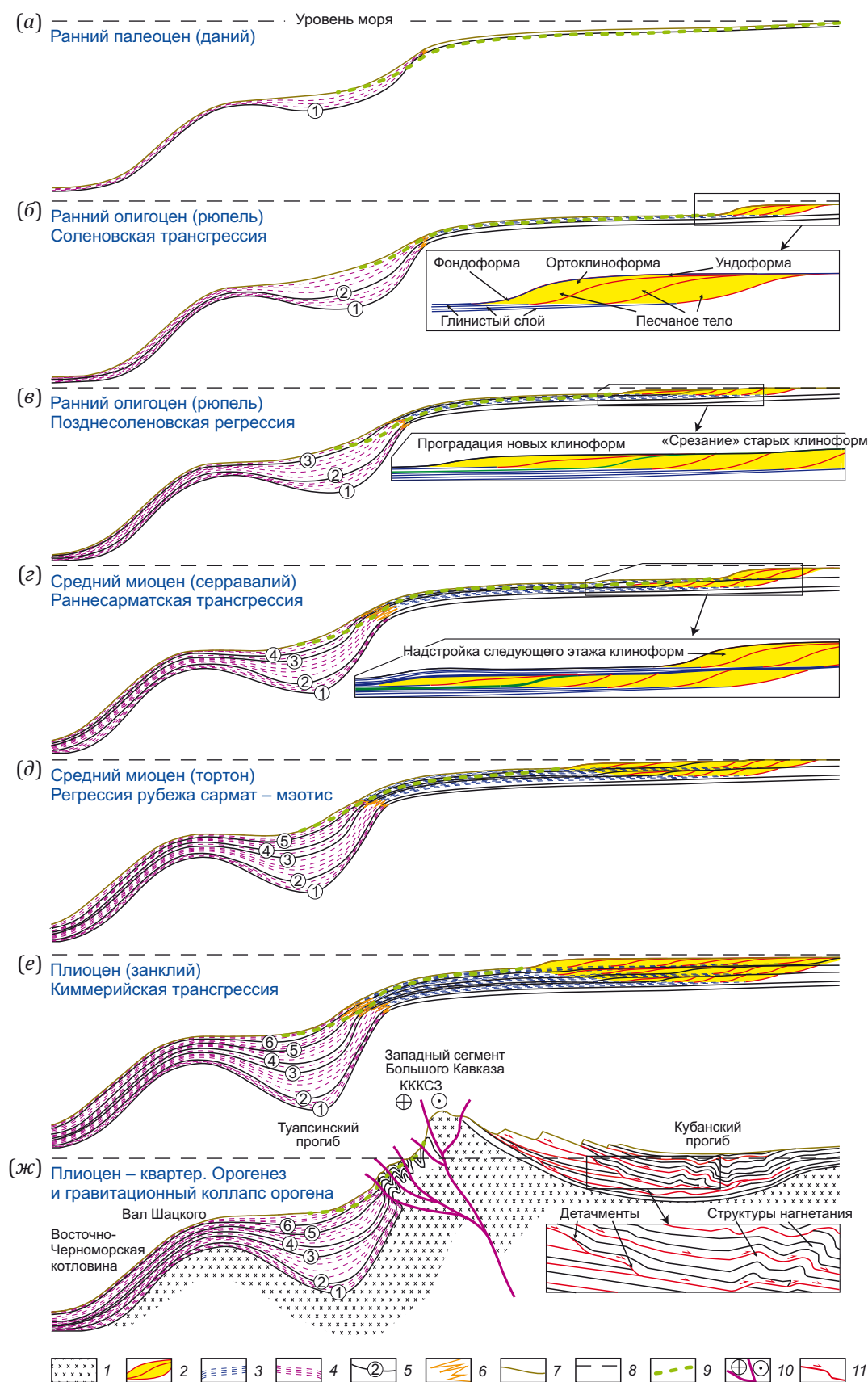


Рис. 23. Концептуальные палеопроекции, пересекающие западный сегмент Большого Кавказа в близмеридиональном направлении и иллюстрирующие выборочные эпизоды кайнозойской палеогеографической/тектонической эволюции этого региона (вертикальный масштаб и уровень моря условные). Синий шрифт – время и палеогеографическая/тектоническая ситуация. 1 – киммерийские, герцинские и кадомские комплексы гетерогенного структурного основания орогена Большого Кавказа; 2 – песчаные тела ортоклиноформенных частей

клиноформенных комплексов; 3 – глинистые толщи фондоформенных частей клиноформенных комплексов и частей осадочного бассейна, удаленных от фронта клиноформ; 4 – флишевые толщи, сформированные в зоне перехода от шельфовых районов Восточного Паратетиса к Восточно-Черноморской глубоководной котловине; 5 – стратиграфические разделы, соответствующие подошвам разновозрастных толщ (цифры в кружках: 1 – дания; 2 – нижнесоленовской трансгрессивной; 3 – верхнесоленовской регрессивной; 4 – среднесарматской трансгрессивной; 5 – верхнесармат-мэотической регрессивной; 6 – кимерийской трансгрессивной); 6 – фациальный переход между глинистыми (усл. знак 3) и флишевыми (усл. знак 4) толщами; 7 – поверхность (палео)рельефа; 8 – уровень моря; 9 – проекция тальвегов эрозионных врезов (каналов транспортировки обломочного материала); 10 – система разломов кавказского сегмента Крымско-Кавказско-Копетдагской транспрессионно-сдвиговой зоны с крупноамплитудным правосторонним смещением; 11 – тектоногравитационные detachments и направления смещения по ним.

Fig. 23. Conceptual paleoprofiles, intersecting the western segment of the Greater Caucasus in the near-meridional direction and illustrating the selected episodes of the Cenozoic paleogeographic/tectonic evolution of this region (vertical scale and sea level are conventional).

Blue font marked the time and paleogeographic/tectonic situation. 1 – Cimmerian, Hercynian and Cadomian complexes of the heterogeneous structural basement of the Greater Caucasus orogen; 2 – sandy bodies of the orthocliniform and clinoform complexes; 3 – clayey formations of the foundation-shaped parts of clinoform complexes and the parts of sedimentary basin, remote from the clinoform front; 4 – flysch formations formed in the zone of transition from the shelf areas of the Eastern Paratethys to the Eastern Black Sea Basin; 5 – stratigraphic boundaries corresponding to the heterogeneous bottom formations (circled numbers): 1 – Danian; 2 – Lower Solenovian transgressive; 3 – Upper Solenovian regressive; 4 – Middle Sarmatian transgressive; 5 – Upper Sarmatian-Meotian regressive; 6 – Cimmerian transgressive); 6 – facies transition between clayey (symbol 3) and flysch (symbol 4) formations; 7 – (paleo) topographic surface; 8 – sea level; 9 – projection of erosive thalweg incisions (clastic sediment transport channels); 10 – system of faults of the Caucasian segment of the Crimea-Caucasus-Kopetdagh transpressional shear zone with a large-amplitude right-lateral displacement; 11 – tectonogravitational detachments and displacement directions thereon.

изолированных водоемах, приводили к осушению обширных шельфовых пространств. Во время регрессий происходила эрозия сформированных на предыдущих этапах толщ и возникновение поверхностей несогласий, осложненных системами глубоких врезов. Во врезках шло накопление хаотически устроенных стратифицированных комплексов заполнения (образование «гравитационных фаций»). Одно из таких знаковых регрессивных событий – соленовский кризис – имело место в рюпельский век раннего олигоцена (~29 млн лет), когда произошло понижение относительного уровня воды примерно на 400–500 м [Patina et al., 2024a, 2024b], что создало условия для образования грубообломочных олистостромовых толщ. В результате анализа регионально-геологических и геофизических материалов выявлено наличие следов соленовского кризиса в Предкавказье, в Северном Каспии и в Казахстане [Patina et al., 2024a, 2024b]. Последствия соленовского кризиса проявлены также и в прибрежных районах Черного моря. Так, в обнажении Карбурун (Стамбул, Турция) задокументирована эрозионная эоценовая поверхность, перекрытая породами грубообломочных терригенных фаций и отложениями грязекаменного потока, которые по биостратиграфическим данным имеют соленовский возраст [Simmons et al., 2020]. В Гетской впадине (Румыния) в разрезах соленовского возраста описаны конгломераты и другие грубообломочные образования [Roban, Melinte, 2005]. По сейсмо-стратиграфическим и буровым данным эрозионные поверхности в основании олигоцена выявлены на Одесском и Румынском шельфе Черного моря [Dinu et al., 2005; Munteanu et al., 2014].

В целом уже накопленные сеймостратиграфические материалы [Kripinevich et al., 1989; Popov et al., 2010; Polina et al., 2023; Kolodyazhny et al., 2024a, 2024b,

2024c], палеогеографические реконструкции [Postnikova et al., 2024; Patina et al., 2024a, 2024b] и результаты U-Pb датирования зерен dZr из разновозрастных толщ Кубанского прогиба [Kuznetsov et al., 2023, 2024a, 2024b; Romanyuk, Kuznetsov, 2024; Shalaeva et al., 2024] убедительно доказывают, что до плиоцена поступление детрита в Кубанский прогиб происходило не со стороны БК, а из обширных питающих провинций, расположенных в пределах Восточно-Европейской и Скифской платформ. Таким образом, толщи, заполняющие Кубанский прогиб и охватывающие стратиграфический интервал от олигоцена до плиоцена включительно, не являются орогенной молассой (нижней или верхней), так как не содержат продуктов эрозии орогена БК. А это указывает на то, что все кайнозойские депрессии Западного Предкавказья до определенного момента времени не были краевыми (предгорными) прогибами, динамически и парагенетически связанными с горным поднятием БК, который как высокостоящий и интенсивно эродируемый ороген не существовал, по меньшей мере, до конца плиоцена. Толщи, выполняющие депрессии Западного Предкавказья, были сформированы в области широкого шельфа южной периферии восточно-европейской части Северной Евразии и заполнены продуктами размыва этого континента, т.е. доплейстоценовые толщи Западного Предкавказья были сформированы в окраинно-континентальном осадочном бассейне. В самых недавних работах, представляющих уточненные палеогеографические реконструкции Восточного Паратетиса с учетом новейших данных, Предкавказье показано как часть морского бассейна Восточного Паратетиса вплоть до плиоцена без кавказской суши [Postnikova et al., 2024; Patina et al., 2024a, 2024b]. И только после стремительного воздымания БК не ранее конца плиоцена осадочные

бассейны Предкавказья были трансформированы в предгорные прогибы.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ключевые моменты геологической истории региона БК и Предкавказья в нашей интерпретации выглядят следующим образом (рис. 23):

- в позднем неопротерозое и палеозое литосфера океана Тетис, разделявшего аркт-лавазийские и гондванские континентальные массы, субдуцировалась под южную и юго-западную (в современных координатах) континентальные окраины палеоконтинента Балтика – докембрийского остова Восточно-Европейской платформы. В итоге произошло обрастание этой окраины за счет приращения к ней террейнов, которые имели различное происхождение (хансеатические, кадомско-авалонские и галатианские террейны). Эти образования слагают гетерогенный фундамент Скифской платформы, частью которого является БК и Предкавказье;

- в мезозое океан Тетис испытал многочисленные перестройки и преобразования. В частности, полосой перигондванских террейнов он был разделен на океаны Палеотетис и Неотетис, в которых образовывались новые вулканические дуги и задуговые бассейны, происходили перемещения крупных коровых блоков вдоль сдвиговых зон, амальгамация террейнов, раздавливание и закрытие бассейнов с корой океанического типа, следы которых сохранились в Черноморско-Балкано-Анатолийско-Каспийском мегарегионе в виде океанических сутур разного ранга. Одним из таких событий было образование в позднемеловое – раннекайнозойское время Черноморской впадины;

- в кайнозое после сближения/схождения аркт-лавазийских и гондванских континентальных масс Черноморско-Балкано-Анатолийско-Каспийский мегарегион стал северной частью обширного эпиконтинентального бассейна Восточный Паратетис, который представлял собой сложную систему суббассейнов, соединенных узкими проливами. Область современного БК и Предкавказья была частью региона Восточного Паратетиса, где шельф переходил во флишевый прогиб и далее к югу в Восточно-Черноморскую глубоко-водную котловину (рис. 23, а). В шельфовую часть Восточного Паратетиса впадали крупные реки, которые дренировали Восточно-Европейскую и Скифскую платформы и несли огромные объемы терригенного материала. Накопление осадочного материала в области будущего БК и Предкавказья происходило путем механизма бокового наращивания разреза за счет материала, принесенного только со стороны Восточно-Европейской и Скифской платформ. Такой режим существовал до конца плиоцена. При этом из-за происходящих в Восточном Паратетисе сменяющих друг друга трансгрессий и регрессий уступы клиноформ меняли свое пространственное положение во времени. Во время трансгрессий происходило их смещение к северу, а во время регрессий – к югу (рис. 23, б–д);

- приблизительно 12 млн лет назад произошло «обрушение» в мантию передового фрагмента слэба Аравийской плиты, а затем около рубежа 3–2 млн лет произошел эпизод деляминации фрагмента литосферы под центральной частью Кавказского региона. Это привело к резким изостатическим воздыманиям сначала Турецко-Иранского плато, а чуть позже – центральных областей Малого и Большого Кавказа. Катастрофические тектонические события в мантии сопровождались импульсами вулканизма, который мигрировал от сутуры Битлис на Анатолийском п-ве (~11 млн лет) на север – в Кавказский регион (~3–2 млн лет по настоящее время);

- деляминация литосферы под Анатолийским и Кавказским регионами сильно ослабила общую прочность литосферы и сделала возможными заложение новых крупных сквозькоровых разломных зон и резкую реорганизацию тектонических движений во всем Черноморско-Балкано-Анатолийско-Каспийском мегарегионе. Прежде всего, это выражено в вычленении новой Анатолийской микроплиты, которая по системе сдвиговых Анатолийских разломов начала движение на запад. В частности, Анатолийскую микроплиту с севера от блока Черного моря отделила Северо-Анатолийская правостдвиговая зона. Разломные зоны с аналогичными геодинамическими режимами были образованы и в Черноморском блоке, и в Кавказском регионе. К этим разломным зонам, в том числе, следует отнести региональную Крымско-Кавказско-Копетдагскую транс-прессионно-сдвиговую зону с крупноамплитудным правосторонним смещением, часть которой отделяет блоки Черного моря и Скифской плиты. Основные крупноамплитудные правостдвиговые движения и приразломные деформации вдоль этой сдвиговой зоны произошли в плиоцене – квартере (рис. 23, ж);

- резкое изостатическое воздымание в плиоцене(?) – квартере центральной части Кавказского региона и приразломные деформации вдоль кавказского сегмента Крымско-Кавказско-Копетдагской сдвиговой зоны превратили часть региона, в пределах которого сейчас расположен ороген БК, в тектонически обусловленную геоморфологическую доминанту Северного Причерноморья. Во время гравитационного коллапса и тектонической эрозии орогена БК в его центральных наиболее поднятых частях на эрозионную поверхность были выведены сильно деформированные комплексы гетерогенного герцинского фундамента Скифской платформы, а верхнемезозойско-кайнозойские толщи ее чехла «соскользнули» в северном направлении по системе тектоногравитационных детачментов и были сгружены в Кубанском прогибе (рис. 23, ж);

- стремительное воздымание орогена БК в самом конце плиоцена – квартере отделило часть Восточного Паратетиса в суббассейн (Индолю-Кубанский и Терско-Каспийский прогибы), который был трансформирован из перикратонного бассейна в предгорный прогиб, так как в нем стартовало накопление седиментационного материала, поступавшего с БК.

8. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

Both authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

9. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

Both authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Adamia Sh., Zakariadze G., Chkhotua T., Sadradze N., Tsereteli N., Chabukiani A., Gventsadze A., 2011. Geology of the Caucasus: A Review. *Turkish Journal of Earth Sciences* 20 (5), 489–544. <https://doi.org/10.3906/yer-1005-11>.

Adamiya Sh.A., Gabuniya G.L., Kuteliya Z.A., Khutsishvili O.D., Tsimakuridze G.K., 1989. Basic Tectonic Features of the Caucasus. In: A.A. Belov, M.A. Satian (Eds), *Geodynamics in the Caucasus*. Nauka, Moscow, p. 3–15 (in Russian) [Адамия Ш.А., Габунья Г.Л., Кутелия З.А., Хуцшвили О.Д., Цимакурдзе Г.К. Характерные черты тектоники Кавказа // Геодинамика Кавказа / Ред. А.А. Белов, М.А. Сатан. М.: Наука, 1989. С. 3–15].

Afanasenkov A.P., Nikishin A.M., Obukhov A.N., 2007. Geological Structure and Hydrocarbon Potential of the East Black Sea Region. *Nauchny Mir*, Moscow, 172 p. (in Russian) [Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.].

Akbayrama K., Okay A.I., Satir M., 2013. Early Cretaceous Closure of the Intra-Pontide Ocean in Western Pontides (Northwestern Turkey). *Journal of Geodynamics* 65, 38–55. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2012.05.003>.

Akyol N., Zhu L., Mitchell B.J., Sözbilir H., Kekovalı K., 2006. Crustal Structure and Local Seismicity in Western Anatolia. *Geophysical Journal International* 166 (3), 1259–1269. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03053.x>.

Al-Lazki A.I., Sandvol E., Seber D., Barazangi M., Turkelli N., Mohamad R., 2004. Pn Tomographic Imaging of Mantle Lid Velocity and Anisotropy at the Junction of the Arabian, Eurasian, and African Plates. *Geophysical Journal International* 158 (3), 1024–1040. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02355.x>.

Almendinger O.A., Mityukov A.V., Myasoedov N.K., Nikishin A.M., 2011. Modern Erosion and Sedimentation Processes in the Deep-Water Part of the Tuapse Trough Based on the Data of 3D Seismic Survey. *Doklady Earth Sciences* 439, 899–901. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11070014>.

Andrusov N.I., 1896. Neogene Deposits of the South Russia. Part One. Old Miocene. In: *Proceedings of the Saint*

Petersburg Mineralogical Society 34, 195–245 (in Russian) [Андрусов Н.И. Южно-русские неогеновые отложения. Часть первая. Древний миоцен // Записки Санкт-Петербургского минералогического общества. 1896. Т. 34. С. 195–245].

Arkhangelsky A.D., 1923. Introduction to the Study of Geology in the European Russia. Part 1: Tectonics and Development History of the Russian Platform. *Gosgeoltekhizdat*, Moscow, 146 p. (in Russian) [Архангельский А.Д. Введение в изучение геологии Европейской России. Ч. 1: Тектоника и история развития Русской платформы. М.: Госгеолтехиздат, 1923. 146 с.].

Arkhangelsky A.D., 1927. Oil Formation Conditions in the North Caucasus. *Soviet Oil Industry Publishing House*, Moscow–Leningrad, 186 p. (in Russian) [Архангельский А.Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. М.–Л.: Изд-во Советской нефтяной промышленности, 1927. 186 с.].

Arkhangelsky A.D., 1941. Geological Structure and Geological History of the USSR. Vol. 1. Geological Structure of the USSR and Its Relation to the Structure of the Rest of the Earth's Surface. *Gostoptekhizdat*, Moscow–Leningrad, 376 p. (in Russian) [Архангельский А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. 1. Геологическое строение СССР и его отношение к строению остальной поверхности Земли. М.–Л.: Гостоптехиздат, 1941. 376 с.].

Arkhangelsky A.D., Shatsky N.S., 1933. A Tectonic Scheme for the USSR. *Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Section* 11 (4), 323–348 (in Russian) [Архангельский А.Д., Шатский Н.С. Схема тектоники СССР // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 1933. Т. 11. Вып. 4. С. 323–348].

Arkhangelsky A.D., Shatsky N.S., Menner V.V., Pavlovsky E.V., Kheraskov N.P. et al., 1937. A Brief Overview of the Geological Structure and Geological History of the USSR. *Publishing House of the USSR Academy of Science*, Moscow–Leningrad, 310 p. (in Russian) [Архангельский А.Д., Шатский Н.С., Меннер В.В., Павловский Е.В., Херасков Н.П. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 310 с.].

Artyushkov E.V., 1998. Rapid Crustal Subsidence and Uplift Events in the Continents with Loss in the Lithospheric Layer Rigidity as a Consequence of the Mantle Plume Upwelling at the Base of the Lithosphere. *Bulletin of the Section of Geology, Geophysics and Mining Sciences RAS* 4 (6), 70–106 (in Russian) [Артюшков Е.В. Быстрые погружения и поднятия земной коры на континентах с потерей прочности литосферного слоя как следствие подъема мантийных плюмов в подошве литосферы // Вестник ОГГТГН РАН. 1998. Т. 4. № 6. С. 70–106].

Artyushkov E.V., 2010. Mechanism of Formation of Superdeep Sedimentary Basins: Lithospheric Stretching or Eclogitization? *Russian Geology and Geophysics* 51 (12), 1304–1313. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.11.002>.

Artyushkov E.V., 2012. Neotectonic Crustal Uplifts as a Consequence of Mantle Fluid Infiltration Into the Lithosphere.

Russian Geology and Geophysics 53 (6), 566–582. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.04.005>.

Artyushkov E.V., Chekhovich P.A., 2023. The West Siberian Sedimentary Basin. An Origin Without Strong Crustal Stretching – The Superdeep Drilling Data Analysis. *Doklady Earth Sciences* 512, 1006–1013. <https://doi.org/10.1134/S1028334X23601517>.

Avdeenko A.S., Dubinina E.O., Nosova A.A., Goltzman Yu.V., Oleinikova T.I., 2008. Isotopic (Nd, Sr, and $\delta^{18}\text{O}$) Signatures of the Late Miocene High Sr-Ba Granitoids in the Mineral'nye Vody Area, Northern Caucasus: Evidence of the Protolith Nature. *Doklady Earth Sciences* 422, 1073–1077. <https://doi.org/10.1134/S1028334X08070155>.

Avdeev B., Niemi N.A., 2011. Rapid Pliocene Exhumation of the Central Greater Caucasus Constrained by Low-Temperature Thermochronometry. *Tectonics* 30 (2), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2010TC002808>.

Avigad D., Abbo A., Gerdes A., 2016. Origin of the Eastern Mediterranean: Neotethys Rifting Along a Cryptic Cadomian Suture with Afro-Arabia. *GSA Bulletin* 128 (7–8), 1286–1296. <https://doi.org/10.1130/B31370.1>.

Avila-Salinas W., 1991. Petrologic and Tectonic Evolution of the Cenozoic Volcanism in Bolivian Western Andes. In: R.S. Harmon, C.W. Rapela (Eds), *Andean Magmatism and Its Tectonic Setting*. *GSA Special Papers* 265, 245–258. <https://doi.org/10.1130/SPE265-p245>.

Aygül M., Okay A.I., Oberhänsli R., Sudo M., 2016. Pre-Collisional Accretionary Growth of the Southern Laurasian Active Margin, Central Pontides, Turkey. *Tectonophysics* 671, 218–234. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.01.010>.

Babina E.O., Mordasova A.V., Stoupakova A.V., Titarenko I.A., Sautkin R.S., Voronin M.E., Velichko M.A., Makhnutina M.L., Kolesnikova T.O., Tsygankova A.A., 2022. Sedimentation of the Oligocene-Lower Miocene Clinoforms of the Maikop Formation in the Eastern and Central Pre-Caucasus Region as a Key Criteria for Reservoir Exploration. *Georesources* 24 (2), 192–208 (in Russian) [Бабина Е.О., Мордасова А.В., Ступакова А.В., Титаренко И.А., Сауткин Р.С., Воронин М.Е., Величко М.А., Махнутина М.Л., Колесникова Т.О., Цыганкова А.А. Условия накопления олигоцен-нижнемиоценовых майкопских клиноформ Восточного и Центрального Предкавказья как ключевой критерий прогноза природных резервуаров // Георесурсы. 2022. Т. 24. № 2. С. 192–208]. <https://doi.org/10.18599/grs.2022.2.18>.

Bazhenov M.L., Burtman V.S., 1987. The Origin of the Structural Arc of the Lesser Caucasus. *Doklady of the USSR Academy of Sciences* 293 (2), 416–419 (in Russian) [Баженов М.Л., Буртман В.С. Происхождение структурной дуги Малого Кавказа // Доклады АН СССР. 1987. Т. 293. № 2. С. 416–419].

Belousov V.V., 1940. Greater Caucasus. *Geotectonics Research Experience*. Part II. Upper Cretaceous and Tertiary. Gosgeolizdat, Moscow–Leningrad, 176 p. (in Russian) [Белоусов В.В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Ч. II. Верхний мел и третичные. М.–Л.: Госгеолиздат, 1940. 176 с.].

Beluzhenko E.V., 2011. The Upper-Miocene and Eopleistocene Coarse Deposits of the Western and Central Fore-Caucasus. *Stratigraphy and Geological Correlation* 19, 545–562. <https://doi.org/10.1134/S0869593811050029>.

Bindeman I.N., Colón D.P., Wotzlaw J.-F., Stern R., Chiaradia M., Guillong M., 2021a. Young Silicic Magmatism of the Greater Caucasus, Russia, with Implication for Its Delamination Origin Based on Zircon Petrochronology and Thermomechanical Modeling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 412, 107173. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107173>.

Bindeman I.N., Wotzlaw J.-F., Stern R.A., Chiaradia M., Guillong M., Colón D.P., 2021b. Geochronology and Geochemistry Data for the Elbrus, Tyrnauz, and Chegem Magmatic Centers, Greater Caucasus, Russia. *Data in Brief* 35, 106896. <https://doi.org/10.1016/j.dib.2021.106896>.

Bogatikov O.A., Gurbanov A.G., Katov D.M., Melekestsev I.V., Puriga A.I., 1998. The Elbrus Caldera in the Northern Caucasus. *Doklady Earth Sciences* 363A (9), 1202–1204.

Bozkurt E., Winchester J.A., Satir M., Crowley Q.G., 2012. Triassic Collision Between the Sakarya and Istanbul Zones, and Remarks on the Existence of Intra-Pontide Ocean in NW Turkey. In: *Abstracts of the EGU General Assembly* (April 22–27, 2012, Vienna, Austria). EGU, p. 14368.

Çelik O.F., Marzoli A., Marschik R., Chiaradia M., Neubauer F., Öz I., 2011. Early-Middle Jurassic Intra-Oceanic Subduction in the Izmir-Ankara-Erzincan Ocean, Northern Turkey. *Tectonophysics* 509 (1–2), 120–134. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.06.007>.

Charnotsky S.I., Gubkin I.M., 1910. Oil Shirvan Area Exploration Report. *Bulletin of the Geological Committee* 29 (1), 1–36 (in Russian) [Чарноцкий С.И., Губкин И.М. Отчет о разведочных работах на Нефтяно-Ширванской нефтеносной площади // Известия Геологического комитета. 1910. Т. 29. № 1. С. 1–36].

Chernyshev I.V., Bubnov S.N., Lebedev V.A., Gol'tsman Yu.V., Bairova E.D., Yakushev A.I., 2014. Two Stages of Explosive Volcanism of the Elbrus Area: Geochronology, Petrochemical and Isotopic-Geochemical Characteristics of Volcanic Rocks, and Their Role in the Neogene-Quaternary Evolution of the Greater Caucasus. *Stratigraphy and Geological Correlation* 22, 96–121. <https://doi.org/10.1134/S086959381401002X>.

Chernyshev I.V., Lebedev V.A., Bubnov S.N., Arakelyants M.M., Gol'tsman Yu.V., 2002. Isotopic Geochronology of Quaternary Volcanic Eruptions in the Greater Caucasus. *Geochemistry International* 40 (11), 1042–1055.

Chiu H.-Y., Chung S.-L., Zarrinkoub M.H., Mohammadi S.S., Khatib M.M., Iizuka Y., 2013. Zircon U-Pb Age Constraints from Iran on the Magmatic Evolution Related to Neotethyan Subduction and Zagros Orogeny. *Lithos* 162–163, 70–87. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006>.

Cowgill E., Forte A.M., Niemi N., Avdeev B., Tye A., Trexler Ch., Javakhishvili Z., Elashvili M., Godoladze T., 2016. Relict Basin Closure and Crustal Shortening Budgets During Continental Collision: An Example from Caucasus Sediment Provenance. *Tectonics* 35 (12), 2918–2947. <https://doi.org/10.1002/2016TC004295>.

Dantsova K.I., Kuznetsov N.B., Latysheva I.V., Novikova A.S., Romanyuk T.V., Fedyukin I.V., Antipov M.P., Patina I.S., Khafizov S.F., 2024. To the Problems of Tectonic Origin and Filling Mechanism of the Western-Kuban Trough. *Oil Industry* 10, 54–57 (in Russian) [Данцова К.И., Кузнецов Н.Б., Латышева И.В., Новикова А.С., Романюк Т.В., Федюкин И.В., Антипов М.П., Патина И.С., Хафизов С.Ф. О тектонической природе и механизме заполнения Западно-Кубанского прогиба // Нефтяное хозяйство. 2024. № 10. С. 54–57]. <https://doi.org/10.24887/0028-2448-2024-10-54-57>.

De Silva S., Zandt G., Trumble R.T., Viramonte J.G., Salas G., Jimenez N., 2006. Large Ignimbrite Eruptions and Volcano-Tectonic Depressions in the Central Andes: A Thermomechanical Perspective. In: C. Troise, G. De Natale, C.R.J. Kilburn (Eds), *Mechanisms of Activity and Unrest at Large Calderas*. Geological Society of London Special Publications 269, p. 47–63. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.269.01.04>.

Dinu C., Wong H.K., Tambrea D., Matenco L., 2005. Stratigraphic and Structural Characteristics of the Romanian Black Sea Shelf. *Tectonophysics* 410 (1–4), 417–435. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.04.012>.

Dotduev S.I., 1986. On the Nappe Structure of the Greater Caucasus. *Geotectonics* 5, 94–106 (in Russian) [Дотдугев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 5. С. 94–106].

Drobyshev D.V., 1929. A Preliminary Report on the 1926–1927 Geological Survey of the Dagestan Sector of the Caucasus. *Bulletin of the Geological Committee* 48 (7), 921–962 (in Russian) [Дробышев Д.В. Предварительный отчет о геологических работах 1926–1927 гг. по дагестанскому пересечению Кавказского хребта // Известия Геологического комитета. 1929. Т. 48. № 7. С. 921–962].

Ducea M.N., 2001. The California Arc: Thick Granitic Batholiths, Eclogitic Residues, Lithospheric-Scale Thrusting, and Magmatic Flare-Ups. *GSA Today* 11, 4–10. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2001\)011%3C0004:TCATGB%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2001)011%3C0004:TCATGB%3E2.0.CO;2).

Ducea M.N., 2002. Constraints on the Bulk Composition and Root Foundering Rates of Continental Arcs: A California Arc Perspective. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 107 (B11), 2304. <https://doi.org/10.1029/2001JB000643>.

Ducea M.N., Saleeby J.B., 1996. Buoyancy Sources for a Large, Unrooted Mountain Range, the Sierra Nevada, California: Evidence from Xenolith Thermobarometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 101 (B4), 8229–8244. <https://doi.org/10.1029/95JB03452>.

Ducea M.N., Saleeby J.B., 1998. A Case for Delamination of the Deep Batholithic Crust Beneath the Sierra Nevada, California. *International Geology Review* 40 (1), 78–93. <https://doi.org/10.1080/00206819809465199>.

Elkins-Tanton L.T., Grove T.L., 2003. Evidence for Deep Melting of Hydrous Metasomatized Mantle: Pliocene High-Potassium Magmas from the Sierra Nevada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108, B7. <https://doi.org/10.1029/2002JB002168>.

Ershov A.V., Brunet M.F., Korotaev M.V., Nikishin A.M., Bolotov S.N., 1999. Late Cenozoic Burial History and Dynamics of the Northern Caucasus Molasse Basin: Implications for Foreland Basin Modelling. *Tectonophysics* 313 (1–2), 219–241. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00197-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00197-3).

Ershov A.V., Nikishin A.M., 2004. Recent Geodynamics of the Caucasus-Arabia-East Africa Region. *Geotectonics* 38 (2), 123–136.

Faccenna C., Bellier O., Martinod J., Piromallo C., Regard V., 2006. Slab Detachment Beneath Eastern Anatolia: A Possible Cause for the Formation of the North Anatolian Fault. *Earth and Planetary Science Letters* 242 (1–2), 85–97. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.11.046>.

Farmer G.L., Glazner A.F., Manley C.R., 2002. Did Lithospheric Delamination Trigger Late Cenozoic Potassic Volcanism in the Southern Sierra Nevada, California? *GSA Bulletin* 114 (6), 754–768. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2002\)114%3C0754:DLDLTL%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2002)114%3C0754:DLDLTL%3E2.0.CO;2).

Fliedner M.M., Klemperer S.L., Christensen N.I., 2000. Three-Dimensional Seismic Model of the Sierra Nevada Arc, California, and Its Implications for Crustal and Upper Mantle Composition. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105 (B5), 10899–10921. <https://doi.org/10.1029/2000JB900029>.

Gallhofer D., von Quadt A., Peytcheva I., Schmid S.M., Heinrich C.A., 2015. Tectonic, Magmatic, and Metallogenic Evolution of the Late Cretaceous Arc in the Carpathian-Balkan Orogen. *Tectonics* 34 (9), 1813–1836. <https://doi.org/10.1002/2015TC003834>.

Galoyan G., Rolland Y., Sosson M., Corsini M., Billo S., Verati Ch., Melkonyan R., 2009. Geology, Geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating of Sevan Ophiolites (Lesser Caucasus, Armenia): Evidence for Jurassic Back-Arc Opening and Hot Spot Event Between the South Armenian Block and Eurasia. *Journal of Asian Earth Sciences* 34 (2), 135–153. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2008.04.002>.

Gamkrelidze I., Shengelia D., Chichinadze G., Lee Y.-H., Okrostsvardize A., Beridze G., Vardanashvili K., 2020. U-Pb LA-ICP-MS Dating of Zoned Zircons from the Greater Caucasus Pre-Alpine Crystalline Basement: Evidence for Cadomian to Late Variscan Evolution. *Geologica Carpathica* 71 (3), 249–263. <https://doi.org/10.31577/GeolCarp.71.3.4>.

Garzione C.N., Molnar P., Libarkin J.C., MacFadden B.J., 2006. Rapid Late Miocene Rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for Removal of Mantle Lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 241 (3–4), 543–556. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.11.026>.

Gautier P., Brun J.-P., Moriceau R., Sokoutis D., Martinod J., Jolivet L., 1999. Timing, Kinematics and Cause of Aegean Extension: A Scenario Based on a Comparison with Simple Analogue Experiments. *Tectonophysics* 315 (1–4), 31–72. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00281-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00281-4).

Gaziz C.A., Lanphere M., Taylor H.P., Gurbanov A., 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Studies of the Chegem Ash-Flow Caldera and the Eldjurt Granite: Cooling of Two Pliocene Igneous Bodies in the Greater Caucasus Mountains, Russia. *Earth and Planetary Science Letters* 134 (3–4), 377–391. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00141-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00141-X).

- Gerasimov V.Yu., Uliyanov A.A., Snezhko V.A., Mosar J., Lavrishev V.A., Gazeev V.M., Gurbanov A.G., 2022. The Zircon Isotope Dating of the Jurassic Basalts from the Ghoithsk Volcanic Area of the Western Greater Caucasus (Russia). *Moscow University Geology Bulletin* 1, 35–41 (in Russian) [Герасимов В.Ю., Ульянов А.А., Снежко В.А., Мозар Д., Лаврищев В.А., Газеев В.М., Гурбанов А.Г. Цирконометрия юрских базальтов Гойтхской вулканической области Западного Кавказа // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2022. № 1. С. 35–41]. <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2022-1-35-41>.
- Göncüoğlu M.C., Gürsu S., Tekin U.K., Köksal S., 2008. New Data on the Evolution of the Neotethyan Oceanic Branches in Turkey: Late Jurassic Ridge Spreading in the Intra-Pontide Branch. *Ophioliti* 33 (2), 153–164. DOI: 10.4454/phioliti.v33i2.366.
- Göncüoğlu M.C., Marroni M., Pandolfi L., Ellero A., Ottria G., Catanzariti R., Tekin U.K., Sayit K., 2014. The Arkot Dağ Mélange in Araç Area, Central Turkey: Evidence of Its Origin Within the Geodynamic Evolution of the Intra-Pontide Suture Zone. *Journal of Asian Earth Sciences* 85, 117–139. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.01.013>.
- Gorbatikov A.V., Rogozhin E.A., Stepanova M.Yu., Kharazova Yu.V., Andreeva N.V., Perederin F.V., Zaalishvili V.B., Mel'kov D.A., Dzeranov B.V., Dzeboev B.A., Gabaraev A.F., 2015. The Pattern of Deep Structure and Recent Tectonics of the Greater Caucasus in the Ossetian Sector from the Complex Geophysical Data. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 51, 26–37. <https://doi.org/10.1134/S1069351315010073>.
- Gorshkov G.P., 1947. Disjunctive Tectonics of the Kopet Dag and the Law of Shearing Stress. *Moscow University Bulletin* 1, 103–115 (in Russian) [Горшков Г.П. Дизъюнктивная тектоника Копет-Дага и закон скалывающих напряжений // Вестник Московского университета. 1947. № 1. С. 103–115].
- Graeber F.M., Asch G., 1999. Three-Dimensional Models of P Wave Velocity and P-to-S Velocity Ratio in the Southern Central Andes by Simultaneous Inversion of Local Earthquake Data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104 (B9), 20237–20256. <https://doi.org/10.1029/1999JB900037>.
- Grün R., Tani A., Gurbanov A., Koshchug D., Williams I., Braun J., 1999. A New Method for the Estimation of Cooling and Denudation Rates Using Paramagnetic Centers in Quartz: A Case Study on the Eldzhurtinskiy Granite, Caucasus. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104 (B8), 17531–17549. <https://doi.org/10.1029/1999JB900173>.
- Gubkin I.M., 1912. Maikop Oil Field. Oil Shirvan Area. Printing House of M.M. Stasyulevich, Saint Petersburg, 169 p. (in Russian) [Губкин И.М. Майкопский нефтеносный район. Нефтяно-Ширванская нефтеносная площадь. СПб.: Типография М.М. Стасюлевича, 1912. 169 с.].
- Gubkin I.M., 1913. On the Question of the Geological Structure of the Middle Part of the Oil Shirvan Area. Printing House of M.M. Stasyulevich, Saint Petersburg, 95 p. (in Russian) [Губкин И.М. К вопросу о геологическом строении средней части Нефтяно-Ширванского месторождения нефти. СПб.: Типография М.М. Стасюлевича, 1913. 95 с.].
- Gurbanov A.G., Bogatikov O.A., Melekestsev I.V., Lipman P.W., Lowenstern J.B., Miller D.R., Dokuchaev A.Ya., 2004. The Elbrus Caldera in the Northern Caucasus: Geological Structure and Time of Formation. *Russian Journal of Earth Sciences* 6 (4), 251–255. <https://doi.org/10.2205/2004ES000161>.
- Heit B.S., 2005. Teleseismic Tomographic Images of the Central Andes at 21° S and 25.5° S: An Inside Look at the Altiplano and Puna Plateaus. PhD Thesis. Potsdam, 137 p. <https://doi.org/10.2312/GFZ.b103-06052>.
- Hess J.C., Lippolt H.J., Gurbanov A.G., Michalski I., 1993. The Cooling History of the Late Pliocene Eldzhurtinskiy Granite (Caucasus, Russia) and the Thermochronological Potential of Grain Size/Age Relationships. *Earth and Planetary Science Letters* 117 (3–4), 393–406. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90092-N](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90092-N).
- Hippolyte J.-C., Müller C., Kaymakci N., Sangu E., 2010. Dating of the Black Sea Basin: New Nannoplankton Ages from Its Inverted Margin in the Central Pontides (Turkey). In: M. Sosson, N. Kaymakci, R.A. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko (Eds), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Geological Society of London Special Publications 340, 113–136. <https://doi.org/10.1144/SP340.7>.
- Hippolyte J.-C., Murovskaya A., Volfman Y., Yegorova T., Gintov O., Kaymakci N., Sanguet E., 2018. Age and Geodynamic Evolution of the Black Sea Basin: Tectonic Evidences of Rifting in Crimea. *Marine and Petroleum Geology* 93, 298–314. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.03.009>.
- Ismail-Zadeh A., Adamia S., Chabukiani A., Chelidze T., Cloetingh S., Floyd M., Gorshkov A., Gvishiani A. et al., 2020. Geodynamics, Seismicity, and Seismic Hazards of the Caucasus. *Earth-Science Reviews* 207, 103222. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103222>.
- Jolivet L., 2001. A Comparison of Geodetic and Finite Strain Pattern in the Aegean, Geodynamic Implications. *Earth and Planetary Science Letters* 187 (1–2), 95–104. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00277-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00277-1).
- Jolivet L., Faccenna C., 2000. Mediterranean Extension and the Africa-Eurasia Collision. *Tectonics* 19 (6), 1095–1106. <https://doi.org/10.1029/2000TC900018>.
- Jones C.H., Farmer G.L., Unruh J., 2004. Tectonics of Pliocene Delamination of Lithosphere of the Sierra Nevada, California. *GSA Bulletin* 116 (11–12), 1408–1422. <https://doi.org/10.1130/B25397.1>.
- Jones C.H., Kanamori K., Roeker S.W., 1994. Missing Roots and Mantle "Drips": Regional P_n and Teleseismic Arrival Times in the Southern Sierra Nevada and Vicinity, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99 (B3), 4567–4601. <https://doi.org/10.1029/93JB01232>.
- Kahle H.-G., Cocard M., Peter Y., Geiger A., Reilinger R., McClusky S., King R., Barka A., Veis G., 1999. The GPS Strain Rate Field in the Aegean Sea and Western Anatolia. *Geophysical Research Letters* 26 (16), 2513–2516. <https://doi.org/10.1029/1999GL900403>.

- Kaigorodova E.N., Lebedev V.A., 2021. The Mesozoic Magmatic Complexes on the Northern Slope of the Greater Caucasus. In: I.A. Kerimov, V.A. Shirokova, V.B. Zaalishvili, V.I. Cherkashin (Eds), *The Modern Problems of Geology, Geophysics and Geoecology of the North Caucasus. Collective Monograph on the Basis of the Materials of the XI All-Russian Scientific and Technical Conference with International Participation (November 18–20, 2021, Essentuki). Vol. XI. Moscow, p. 69–73 (in Russian)* [Кайгородова Е.Н., Лебедев В.А. Мезозойские магматические комплексы северного склона Большого Кавказа // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа: Коллективная монография по материалам XI Всероссийской научно-технической конференции с международным участием (18–20 ноября 2021 г., г. Ессентуки) / Ред. И.А. Керимов, В.А. Широкова, В.Б. Заалишвили, В.И. Черкашин. М., 2021. Т. XI. С. 69–73]. DOI: 10.34708/GSTOU.2021.21.99.012.
- Kaigorodova E.N., Lebedev V.A., 2022. The Age, Petrological-Geochemical Characteristics, and Origin of Igneous Rocks of the Middle Jurassic Khulam Volcano-Plutonic Complex, North Caucasus. *Journal of Volcanology and Seismology* 16, 116–142. <https://doi.org/10.1134/S0742046322020038>.
- Kaigorodova E.N., Lebedev V.A., Chernyshev I.V., Yakushev A.I., 2021. Neogene–Quaternary Magmatism in Eastern Balkaria (North Caucasus, Russia): Evidence from the Isotope-Geochronological Data. *Doklady Earth Sciences* 496, 37–44. <https://doi.org/10.1134/S1028334X21010098>.
- Kalafat D., 2017. Seismicity and Tectonics of the Black Sea. *International Journal of Earth Science and Geophysics* 3 (1), 1–8. DOI:10.35840/2631-5033/1811.
- Kalugin P.I., 1946. On Diagonal Ruptures of the Central Kopet Dag. *Soviet Geology* 11, 54–62 (in Russian) [Калугин П.И. О диагональных разрывах Центрального Копетдага // Советская геология. 1946. Вып. 11. С. 54–62].
- Kamzolkin V.A., Latyshev A.V., Vidyapin Y.P., Somin M.L., Smul'skaya A.I., Ivanov S.D., 2018. Late Vendian Complexes in the Structure of Metamorphic Basement of the Fore Range Zone, Greater Caucasus. *Geotectonics* 52, 331–345. <https://doi.org/10.1134/S0016852118030020>.
- Kay R.W., Kay S.M., 1993. Delamination and Delamination Magmatism. *Tectonophysics* 219 (1–3), 177–189. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90295-U](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90295-U).
- Kay S.M., Corira B., Viramonte J., 1994. Young Mafic Back Arc Volcanics as Indicator of Continental Lithospheric Delamination Beneath the Argentine Puna Plateau, Central Andes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99 (B12), 24323–24339. <https://doi.org/10.1029/94JB00896>.
- Kerimov V.Yu., Yandarbiev N.Sh., Mustaev R.N., Kudryashov A.A., 2021. Hydrocarbon Systems of the Crimean-Caucasian Segment of the Alpine Folded System. *Georesources* 23 (4), 21–33 (in Russian) [Керимов В.Ю., Яндарбиев Н.Ш., Мустаев Р.Н., Кудряшов А.А. Углеводородные системы Крымско-Кавказского сегмента Альпийской складчатой системы // Георесурсы. 2021. Т. 23. № 4. С. 21–33]. <https://doi.org/10.18599/grs.2021.4.3>.
- Keskin M., 2003. Magma Generation by Slab Steepening and Breakoff Beneath a Subduction-Accretion Complex: An Alternative Model for Collision-Related Volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letter* 30 (24), 8046. <https://doi.org/10.1029/2003GL018019>.
- Keskin M., 2007. Eastern Anatolia: A Hot Spot in a Collision Zone Without a Mantle Plume. In: G.R. Foulger, D.M. Jurdy (Eds), *Plates, Plumes, and Planetary Processes. GSA*, 693–722. [https://doi.org/10.1130/2007.2430\(32\)](https://doi.org/10.1130/2007.2430(32)).
- Khain V.E., 1984. *Regional Geotectonics. Mediterranean Alpine Belt. Nedra, Moscow, 344 p. (in Russian)* [Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.].
- Khain V.E., Leonov Yu.G., Leonov M.G. (Eds), 1998. *International Tectonic Map of Europe. Scale 1:5000000. VSEGEI, Saint Petersburg, 6 sheet (in Russian)* [Международная тектоническая карта Европы. Масштаб 1:5000000 / Ред. В.Е. Хаин, Ю.Г. Леонов, М.Г. Леонов. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 6 л.].
- Kholodov V.N., Nedumov R.I., 1981. *Lithology and Geochemistry of the Middle Miocene of the Eastern Cis-Caucasia. Nauka, Moscow, 208 p. (in Russian)* [Холодов В.Н., Недумов Р.И. Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1981. 208 с.].
- Kiselev A.I., Ivanov A.V., Danilov B.S., 2015. Compositional and Thermal Differences Between Lithospheric and Asthenospheric Mantle and Their Influence on Continental Delamination. *Geodynamics & Tectonophysics* 6 (2), 255–265 (in Russian) [Киселев А.И., Иванов А.И., Данилов Б.С. Вещественные и термальные различия между литосферной и астеносферной мантией и их влияние на континентальную деляминацию // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 2. С. 255–265]. <https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-2-0180>.
- Klavdieva N.V., 2007. *Cenozoic Tectonic Subsidence of the Ciscaucasian Marginal Troughs. Brief PhD Thesis (Candidate of Geology and Mineralogy). Moscow, 24 p. (in Russian)* [Клавдиева Н.В. Тектоническое погружение Предкавказских краевых прогибов в кайнозой: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2007. 24 с.].
- Kolodyazhny S.Yu., Kuznetsov N.B., Makhinya E.I., Shalaeva E.A., Dantsova K.I., Romanyuk T.V., Antipov M.P., Khafizov S.F., Parfenov G.E., 2024a. Tectono-Gravitational Detachments of the Southern Border of the Western Precaucasus Basin on the Basis of Seismostratigraphic Analysis. *Oil Industry* 5, 54–61 (in Russian) [Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Махиня Е.И., Шалаева Е.А., Данцова К.И., Романюк Т.В., Антипов М.П., Хафизов С.Ф., Парфенов Г.Е. Тектоно-гравитационные detachments южного борта Западно-Предкавказского прогиба, установленные по результатам сейсмостратиграфического анализа // Нефтяное хозяйство. 2024. № 5. С. 54–61]. <https://doi.org/10.24887/0028-2448-2024-5-54-61>.
- Kolodyazhny S.Yu., Kuznetsov N.B., Makhinya E.I., Shalaeva E.A., Dantsova K.I., Romanyuk T.V., Antipov M.P., Parfenov G.E., 2024b. Tectono-Gravitational Detachments in the Alpine Cover of the Northern Slope of the Greater Caucasus and Western Pre-Caucasus Basin (Adygean Segment).

Geotectonics 58, 611–638. <https://doi.org/10.1134/S0016852124700407>.

Kolodyazhny S.Yu., Kuznetsov N.B., Shalaeva E.A., Makhinya E.I., Dantsova K.I., Romanyuk T.V., Antipov M.P., Khafizov S.F., Parfenov G.E., 2024c. Structure of the Western Segments of the Greater Caucasus and Adjacent Precaucasus Basin in the Light of New Ideas on the Time of Origin of the Mountain Belt. *Oil Industry* 5, 42–47 (in Russian) [Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Шалаева Е.А., Махиня Е.И., Данцова К.И., Романюк Т.В., Антипов М.П., Хафизов С.Ф., Парфенов Г.Е. О строении западных сегментов Кавказа и Предкавказья в свете новых представлений о времени начала воздымания Кавказского орогена // Нефтяное хозяйство. 2024. № 5. С. 42–47]. <https://doi.org/10.24887/0028-2448-2024-5-42-47>.

Kopp M.L., 1997. Structures of Lateral Extrusion in the Alpine-Himalayan Collisional Belt. Nauchny Mir, Moscow, 314 p. (in Russian) [Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизиином поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.].

Kopp M.L., 2004. Mobilistic Neotectonics of the Platforms of the Southeastern Europe. Nauka, Moscow, 340 p. (in Russian) [Копп М.Л. Мобилистская неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с.].

Kopp M.L., Kurdin N.N., 1980. Regional Shears in the Southeast Caucasus. *Proceedings of Higher Educational Establishments. Geology and Exploration* 11, 30–37 (in Russian) [Копп М.Л., Курдин Н.Н. Региональные сдвиги на Юго-Восточном Кавказе // Известия вузов. Геология и разведка. 1980. № 11. С. 30–37].

Koronovsky H., Demina L., 2007. Disappeared Pliocene Volcanoes of the Main Caucasian Range and Grandiose Explosion of the Kazbegi at the Beginning of Pleistocene (North Caucasus). In: *Problems of Geodynamics, Petrography and Metallogeny of the Caucasus. Proceedings of the Scientific Sessions Dedicated to the 100th Anniversary of the Birth of Academician Sh.A. Azizbekov*. Nafta-Press, Baku, p. 92–103 (in Russian) [Короновский Н.В., Демина Л.И. Исчезнувшие плиоценовые вулканы Главного Кавказского хребта и грандиозный взрыв Казбека в начале позднего плейстоцена (Северный Кавказ) // Проблемные вопросы геодинамики, петрологии и металлогении Кавказа: Материалы научной сессии, посвященной 100-летию со дня рождения академика Ш.А. Азизбекова. Баку: Нафта-Пресс, 2007. С. 92–103].

Koronovsky N.V., Molyavko V.G., Ostafiychuk N.M., Gasanov Yu.L., 1987. Evolution and Genesis of the Pliocene-Quaternary Volcanites in the Upper Chegem Highlands (North Caucasus). In: *Geology and Mineral Resources of the Greater Caucasus*. Nauka, Moscow, p. 114–133 (in Russian) [Короновский Н.В., Молявко В.Г., Остафийчук Н.М., Гасанов Ю.Л. Эволюция и генезис плиоцен-четвертичных вулканитов Верхнечегемского нагорья (Северный Кавказ) // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 114–133].

Kostitsyn Y.A., Kremenetsky A.A., 1995. Age of Final Magmatic Stage of the Eldjurtu Granite: Rb-Sr Isochron Dating of Aplites. *Geokhimiya* 7, 925–932 (in Russian) [Кости-

цын Ю.А., Кременецкий А.А. Возраст заключительного магматического этапа Эльджуртинского гранита: Rb-Sr изохронное датирование аплитов // Геохимия. 1995. № 7. С. 925–932].

Kostitsyn Yu.A., 1995. Conditions of the Eldjurtu Granite Formation According to Isotope Data (Oxygen and Strontium) in Vertical Profile. *Geochemistry International* 27, 780–797 (in Russian) [Костицын Ю.А. Условия становления Эльджуртинского гранита по изотопным данным (кислород и стронций) в вертикальном разрезе // Геохимия. 1995. № 6. С. 780–797].

Koulakov I., Zabelina I., Amanatashvili I., Meskhia V., 2012. Nature of Orogenesis and Volcanism in the Caucasus Region Based on Results of Regional Tomography. *Solid Earth* 3 (2), 327–337. <https://doi.org/10.5194/se-3-327-2012>.

Kripinevich V.L., Mikhailenko R.S., Korneev V.I., Kondratyev I.A., 1989. New Data on the Geological Structure and Oil-and-Gas Potential of the Western Ciscaucasia. *Russian Oil and Gas Geology* 8, 2–8 (in Russian) [Крипиневич В.Л., Михайленко Р.С., Корнеев В.И., Кондратьев И.А. Новые данные о геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Западного Предкавказья // Геология нефти и газа. 1989. № 8. С. 2–8].

Kuznetsov N.B., 2009. Cambrian Collision of Baltica and Arctica – The Initial Stage of "Assembly" of the Northern Part of the Late Palaeozoic – Early Mesozoic Pangea. *Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Series* 84 (1), 18–38 (in Russian) [Кузнецов Н.Б. Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды – начальный этап «собираения» северной части позднепалеозойско-раннемезозойской Пангеи // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2009. Т. 84. Вып. 1. С. 18–38].

Kuznetsov N.B., Latysheva I.V., Novikova A.S., Dubenskiy A.S., Erofeeva K.G., Sheshukov V.S., Dantsova K.I., Khafizov S.F., Romanyuk T.V., Fedyukin I.V., 2024a. To the Question of the Tectonic Type of the Western-Kuban Trough and the Time of Uplift of the Western Segment of the Greater Caucasus Orogeny. *Oil Industry* 10, 58–63 (in Russian) [Кузнецов Н.Б., Латышева И.В., Новикова А.С., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шешуков В.С., Данцова К.И., Хафизов С.Ф., Романюк Т.В., Федюкин И.В. О тектоническом типе Западно-Кубанского прогиба и времени воздымания западного сегмента орогена Большого Кавказа // Нефтяное хозяйство. 2024. № 10. С. 58–63]. DOI:10.24887/0028-2448-2024-10-58-63.

Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., O'Reilly S.Y., Griffin W.L., 2010. Geochronological, Geochemical and Isotopic Study of Detrital Zircon Suites from Late Neoproterozoic Clastic Strata Along the NE Margin of the East European Craton: Implications for Plate Tectonic Models. *Gondwana Research* 17 (2–3), 583–601. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.08.005>.

Kuznetsov N.B., Razumovsky A.A., Latysheva I.V., Shatsilov A.V., Fedyukin I.V., Dantsova K.I., Romanyuk T.V., Maslova O.A. et al., 2025. The Age of the Urlesh Formation (Basal Level of the Paleozoic Succession of the Northern Slope of the Greater Caucasus) and the Sources of Its Clastic Material.

Doklady Earth Sciences 521, 1. <https://doi.org/10.1134/S1028334X24604309>.

Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., 2021. Peri-Gondwanan Blocks in the Structure of the Southern and Southeastern Framing of the East European Platform. *Geotectonics* 55, 439–472. <https://doi.org/10.1134/S0016852121040105>.

Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Dantsova K.I., Feduykin I.V., Latysheva I.V., Shatsillo A.V., Maslova O.A., Polina S.D., 2023. On the Tectonic Nature of the Western Kuban Trough. *Oil Industry* 9, 78–84 (in Russian) [Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И., Федюкин И.В., Латышева И.В., Шаццлло А.В., Маслова О.А., Полина С.Д. К вопросу о тектонической природе Западно-Кубанского прогиба // Нефтяное хозяйство. 2023. № 9. С. 78–84]. <https://doi.org/10.24887/0028-2448-2023-9-78-84>.

Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Dantsova K.I., Polina S.D., Feduykin I.V., Latysheva I.V., Shatsillo A.V., Maslova O.A., 2024b. Characteristics of Sedimentary Strata of the Indolo-Kuban Trough as Indicated by the Results of U-Pb Isotopic Dating of Detrital Zircons. *Interior of Povolzhye and Pricaspian Region* 113, 4–15 (in Russian) [Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И., Полина С.Д., Федюкин И.В., Латышева И.В., Шаццлло А.В., Маслова О.А. Характеристика осадочных толщ Индоло-Кубанского прогиба по результатам U-Pb датирования зерен детритового циркона // Недра Поволжья и Прикаспия. 2024. № 113. С. 4–15]. <https://doi.org/10.24412/1997-8316-2024-113-4-15>.

Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Strashko A.A., Novikova A.S., 2022. Ophiolite Association of Cape Fiolent (Western Part of the Mountainous Crimea) – the Upper Age Constraint According to the U-Pb Isotope Dating of Plagioryholites (Monakh Cliff). *Journal of Mining Institute* 255, 435–447 (in Russian) [Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Страшко А.А., Новикова А.С. Офиолитовая ассоциация мыса Фиолент (запад Горного Крыма) – верхнее ограничение возраста по результатам U-Pb изотопного датирования плагиориолитов (скала Монах) // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 435–447]. <https://doi.org/10.31897/PMI.2022.37>.

Le Pichon X., Angelier J., 1979. The Hellenic Arc and Trench System: A Key to the Neotectonic Evolution of the Eastern Mediterranean Area. *Tectonophysics* 60 (1–2), 1–42. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90131-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(79)90131-8).

Le Pichon X., Chamot-Rooke N., Lallemand S., Noomen R., Veis G., 1995. Geodetic Determination of the Kinematics of Central Greece with Respect to Europe: Implications for Eastern Mediterranean Tectonics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100 (B7), 12675–12690. <https://doi.org/10.1029/95JB00317>.

Lebedev V.A., Bubnov S.N., Chernyshev I.V., Gol'tsman Yu.V., 2006. Basic Magmatism in the Geological History of the Elbrus Neovolcanic Area, Greater Caucasus: Evidence from K-Ar and Sr-Nd Isotope Data. *Doklady Earth Sciences* 406, 37–40. <https://doi.org/10.1134/S1028334X06010107>.

Lebedev V.A., Bubnov S.N., Yakushev A.I., 2011a. Magmatic Activity Within the Northern Caucasus in the Ear-

ly Neopleistocene: Active Volcanoes of the Elbrus Center, Chronology, and Character of Eruptions. *Doklady Earth Sciences* 436, 32–38. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11010065>.

Lebedev V.A., Chernyshev I.V., Bubnov S.N., Medvedeva E.S., 2005. Chronology of Magmatic Activity of the Elbrus Volcano (Greater Caucasus): Evidence from K-Ar Isotope Dating of Lavas. *Doklady Earth Sciences* 405A (9), 1321–1326.

Lebedev V.A., Chernyshev I.V., Chugaev A.V., Arake-lyants M.M., 2004. Duration of Young (Pliocene) Intrusive Magmatism in the Tyrnyauz Ore Field, Northern Caucasus: New K-Ar and Rb-Sr Data. *Doklady Earth Sciences* 396 (4), 529–533.

Lebedev V.A., Chernyshev I.V., Chugaev A.V., Gol'tsman Yu.V., Bairova E.D., 2010a. Geochronology of Eruptions and Parental Magma Sources of Elbrus Volcano, the Greater Caucasus: K-Ar and Sr-Nd-Pb Isotope Data. *Geochemistry International* 48, 41–67. <https://doi.org/10.1134/S0016702910010039>.

Lebedev V.A., Chernyshev I.V., Yakushev A.I., 2011b. Initial Time and Duration of Quaternary Magmatism in the Aragats Neovolcanic Area (Lesser Caucasus, Armenia). *Doklady Earth Sciences* 437, 532–536. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11040209>.

Lebedev V.A., Sakhno V.G., Yakushev A.I., 2010b. Total Duration and Spatial Migration of Quaternary Volcanism in the El'brus Region, Greater Caucasus. *Doklady Earth Sciences* 430, 80–85. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10010186>.

Lebedev V.A., Vashakidze G.T., 2014. The Catalogue of Quaternary Volcanoes of the Greater Caucasus Based on Geochronological, Volcanological and Isotope-Geochemical Data. *Journal of Volcanology and Seismology* 8, 93–107. <https://doi.org/10.1134/S0742046314020043>.

Lee C.-T., Rudnick R.L., Brimhall G., 2001. Deep Lithospheric Dynamics Beneath the Sierra Nevada During the Mesozoic and Cenozoic as Inferred from Xenolith Petrology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2, 12. <https://doi.org/10.1029/2001GC000152>.

Lee C.-T.A., Cheng X., Horodyskyj U., 2006. The Development and Refinement of Continental Arcs by Primary Basaltic Magmatism, Garnet Pyroxenite Accumulation, Basaltic Recharge and Delamination: Insights from the Sierra Nevada, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151, 222–242. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0056-1>.

Lei J., Zhao D., 2007. Teleseismic Evidence for a Break-off Subducting Slab Under Eastern Turkey. *Earth and Planetary Science Letters* 257 (1–2), 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.02.011>.

Leonov Yu.G. (Ed.), 2007. Greater Caucasus in the Alpine Epoch. GEOS, Moscow, 368 p. (in Russian) [Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.].

Leonov Yu.G., Gushchenko O.I., Kopp M.L., Rastsvetaev L.M., 2001. Relationship Between the Late Cenozoic Stresses and Deformations in the Caucasian Sector of the

Alpine Belt and Its Northern Foreland. *Geotectonics* 35 (1), 30–50.

Lipman P.W., Bogatkov O.A., Tsvetkov A.A., Gazis C., Gurbanov A.G., Hon K., Koronovsky N.V., Kovalenko V.I., Marchev P., 1993. 2.8-Ma Ash-Flow Caldera at Chegem River in the Northern Caucasus Mountains (Russia), Contemporaneous Granites, and Associated Ore Deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal* 57 (1–2), 85–124. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(93\)90033-N](https://doi.org/10.1016/0377-0273(93)90033-N).

Lukk A.A., Shevchenko V.I., 2019. Seismicity, Tectonics, and GPS Geodynamics of the Caucasus. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 55, 626–648. <https://doi.org/10.1134/S1069351319040062>.

Makshaev R.R., Tkach N.T., 2023. Chronology of Khvalynian Stage of the Caspian Sea According to Radiocarbon Dating. *Geomorfologiya i Paleogeografiya* 54 (1), 37–54 (in Russian) [Макшаев Р.Р., Ткач Н.Т. Хронология хвалынского этапа развития Каспия по данным радиоуглеродного датирования // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54. № 1. С. 37–54]. <https://doi.org/10.31857/S2949178923010103>.

Manley C.R., Glazner A.F., Farmer G.L., 2000. Timing of Volcanism in the Sierra Nevada of California: Evidence for Pliocene Delamination of the Batholithic Root? *Geology* 28 (9), 811–814. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28%3C811:TOVITS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28%3C811:TOVITS%3E2.0.CO;2).

Marinin A.V., Kopaevich L.F., Stupin S.I., 2011. Geological Structure of the Ubinka River Region (NW Caucasus). *Moscow University Geology Bulletin* 5, 33–41 (in Russian) [Маринин А.В., Копяевич Л.Ф., Ступин С.И. Геологическое строение участка долины р. Убинка (Северо-Западный Кавказ) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2011. № 5. С. 33–41].

McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintav S., Georgiev L., Gurkan O., Hamburger M. et al., 2000. Global Positioning System Constraints on Plate Kinematics and Dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105 (B3), 5695–5719. <https://doi.org/10.1029/1999JB900351>.

Meinhold G., Morton A.C., Avigad D., 2013. New Insights Into Peri-Gondwana Paleogeography and the Gondwana Super-Fan System from Detrital Zircon U-Pb Ages. *Gondwana Research* 23 (2), 661–665. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.05.003>.

Meliksetyan Kh.B., 2012. Geochemistry of Volcanic Series of Aragats Province. *Proceedings of NAS RA. Earth Sciences* 65 (3), 34–59 (in Russian) [Меликсетян Х.Б. Геохимия вулканических серий Арагацкой области // Известия НАН РА. Науки о Земле. 2012. Т. 65. № 3. С. 34–59].

Milanovsky E.E., 1968. *Neotectonics of the Caucasus*. Nedra, Moscow, 484 p. (in Russian) [Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 484 с.].

Milanovsky E.E., Khain V.E., 1963. *Outlines on the Regional Geology of the USSR. Geological Structure of the Caucasus*. MSU Publishing House, Moscow, 378 p. (in Russian) [Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Очерки региональной геологии СССР. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 378 с.].

Milanovsky E.E., Koronovsky N.V., 1973. *Orogenic Volcanism and Tectonics of the Alpine Belt of Eurasia*. Nedra, Moscow, 280 p. (in Russian) [Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.].

Milyukov V.K., Mironov A.P., Ovsyuchenko A.N., Gorbatiykov A.V., Steblov G.M., Korzhenkov A.M., Agibalov A.O., Sentsov A.A. et al., 2022. Contemporary Tectonic Movements of the Western Caucasus and the Ciscaucasia Based on Satellite-Geodetic Observations. *Geotectonics* 56, 41–54. <https://doi.org/10.1134/S0016852122010058>.

Milyukov V.K., Mironov A.P., Rogozhin E.A., Steblov G.M., 2015. Velocities of Contemporary Movements of the Northern Caucasus Estimated from GPS Observations. *Geotectonics* 49 (3), 210–218. <https://doi.org/10.1134/S0016852115030036>.

Moghadam H.S., Li X.-H., Griffin W.L., Stern R.J., Thomsen T.B., Meinhold G., Aharipour R., O'Reilly S.Y., 2017. Early Paleozoic Tectonic Reconstruction of Iran: Tales from Detrital Zircon Geochronology. *Lithos* 268–271, 87–101. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.008>.

Morozova E.B., Sergeev S.A., Savelev A.D., 2017. Cretaceous and Jurassic Intrusions in Crimean Mountains: The First Data of U-Pb (SIMS SHRIMP) Dating. *Doklady Earth Sciences* 474, 530–534. <https://doi.org/10.1134/S1028334X17050075>.

Mossar J., Mauvilly J., Koiava K., Gamkrelidze I., Enna N., Lavishev V., Kalberguenova V., 2022. Tectonics in the Greater Caucasus (Georgia – Russia): From an Intracontinental Rifted Basin to a Doubly Verging Fold-and-Thrust Belt. *Marine and Petroleum Geology* 140, 105630. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105630>.

Mumladze T., Forte A.M., Cowgill E.S., Trexler C.C., Niemi N.A., Yikilmaz M.B., Kellogg L.H., 2015. Subducted, Detached, and Torn Slabs Beneath the Greater Caucasus. *GeoResJ* 5, 36–46. <https://doi.org/10.1016/j.grj.2014.09.004>.

Munteanu I., Matenco L., Iusco G., Dinu C., Cloeting S., 2014. Tectonics of the Western Black Sea Back-Arc Basin as Revealed by the Architecture of Its Sedimentary Fill. In: *New Developments in the Investigation of Conventional and Unconventional Petroleum Systems in European Basins. Abstracts of the European Regional Conference and Exhibition* (May 13–15, 2014, Barcelona, Spain). AAPG, p. 21.

Muratov M.V., 1955. Tectonic Structure and History of the Plains Separating the Russian Platform from the Crimea and Caucasus. *Soviet Geology* 48, 36–66 (in Russian) [Муратов М.В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа // Советская геология. 1955. № 48. С. 36–66].

Muratov M.V., 1967. Tectonic Dissection of the Territory of the Soviet Union and Main Structural Features of the Foldbelts Therein. *Proceedings of Higher Educational Establishments. Geology and Exploration* 10, 17–63 (in Russian) [Муратов М.В. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах // Известия вузов. Геология и разведка. 1967. № 10. С. 17–63].

Muratov M.V., 1972. Principal Types of Basins of Ancient Platforms and the Problem of Their Origin. Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Section 47 (5), 61–71 (in Russian) [Муратов М.В. Главнейшие типы впадин древних платформ и проблема их происхождения // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 1972. Т. 47. Вып. 5. С. 61–71].

Natalin B., Sunal G., Satir M., Toraman E., 2012. Tectonics of the Strandja Massif, NW Turkey: History of a Long-Lived Arc at the Northern Margin of Palaeo-Tethys. Turkish Journal of Earth Sciences 21 (5), 755–798. <https://doi.org/10.3906/yer-1006-29>.

Nikishin A.M., Ershov A.V., Nikishin V.A., 2010. Geological History of Western Caucasus and Adjacent Foredeeps Based on Analysis of the Regional Balanced Section. Doklady Earth Sciences 430, 155–157. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10020017>.

Nikishin A.M., Okay A., Tuysuz O., Demirel A., Wannier M., Amelin N., Petrov E., 2015a. The Black Sea Basins Structure and History: New Model Based on New Deep Penetration Regional Seismic Data. Part 1: Basins Structure. Marine and Petroleum Geology 59, 638–655. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.017>.

Nikishin A.M., Okay A., Tuysuz O., Demirel A., Wannier M., Amelin N., Petrov E., 2015b. The Black Sea Basins Structure and History: New Model Based on New Deep Penetration Regional Seismic Data. Part 2: Tectonic History and Paleogeography. Marine and Petroleum Geology 59, 656–670. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018>.

Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S., Almendinger O.A., Fokin P.A., Gabdullin R.R., Khudoley A.K., Kopaeovich L.F., Mityukov A.V., Petrov E.I., Rubsova E.V., 2015c. Mesozoic to Recent Geological History of Southern Crimea and the Eastern Black Sea Region. In: M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia (Eds), Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. Geological Society of London Special Publications 428 (1), 241–264. <https://doi.org/10.1144/SP428.1>.

Okay A.I., Nikishin A.M., 2015. Tectonic Evolution of the Southern Margin of Laurasia in the Black Sea Region. International Geology Review 57 (5–8), 1051–1076. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1010609>.

Okay A.I., Sunal G., Sherlock S., Altiner D., Tüysüz O., Kylander-Clark A.R.C., Aygöl M., 2013. Early Cretaceous Sedimentation and Orogeny on the Active Margin of Eurasia: Southern Central Pontides, Turkey. Tectonics 32 (5), 1247–1271. <https://doi.org/10.1002/tect.20077>.

Okay A.I., Taniel I., Tüysüz O., 2001. Obduction, Subduction and Collision as Reflected in the Upper Cretaceous–Lower Eocene Sedimentary Record of Western Turkey. Geological Magazine 138 (2), 117–142. <https://doi.org/10.1017/S0016756801005088>.

Okay A.I., Zattin M., Cavazza W., 2010. Apatite Fission-Track Data for the Miocene Arabia-Eurasia Collision. Geology 38 (1), 35–38. <https://doi.org/10.1130/G30234.1>.

Özdamar Ş., Billor M.Z., Sunal G., Esenli F., Roden M.F., 2013. First U-Pb SHRIMP Zircon and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ages of Metarhyolites from the Afyon-Bolkardag Zone, SW Turkey: Im-

plications for the Rifting and Closure of the Neo-Tethys. Gondwana Research 24 (1), 377–391. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.10.006>.

Panov D.I., Lomize M.G., 2007. Early and Middle Jurassic of the Greater Caucasus (Stratigraphy and Tectonics, Volcanism and Geodynamic Evolution). In: Yu.G. Leonov (Ed.), The Greater Caucasus of the Alpine Epoch. GEOS, Moscow, p. 39–110 (in Russian) [Панов Д.И., Ломизе М.Г. Ранняя и средняя юра Большого Кавказа (стратиграфия и тектоника, вулканизм и геодинамическая эволюция) // Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. С. 39–110].

Parfenov A.V., Lebedev V.A., Chernyshev I.V., Vashakidze G.T., Yakushev A.I., Goltsman Yu.V., Chugaev A.V., Oleinikova T.I., Kanunnikova E.M., Gabarashvili K.A., 2019. Petrological-Geochemical Characteristics of Lavas, Sources and Evolution of Magmatic Melts of the Kazbek Neovolcanic Center (Greater Caucasus). Petrology 27, 606–632. <https://doi.org/10.1134/S0869591119060043>.

Patina I.S., Fomina V.V., Tkacheva A.A., Kuznetsov N.B., 2024a. Seismostratigraphic Analysis in Paleogeographic Reconstructions of Isolated Basins: The Case of the Early Oligocene Solenoviev Crisis in the Eastern Paratethys. Doklady Earth Sciences 519, 2217–2223. <https://doi.org/10.1134/S1028334X2460350X>.

Patina I.S., Gorkin G.M., Postnikova I.S., 2024b. Manifestations of the Early Oligocene Solenoviev Crisis on the Northern Shelf of the Eastern Paratethys. Lithology and Mineral Resources 59, 381–389. <https://doi.org/10.1134/S0024490224700615>.

Patina I.S., Leonov Yu.G., Volozh Yu.A., Kopp M.L., Antipov M.P., 2017. Crimea–Kopet Dagh Zone of Concentrated Orogenic Deformations as a Transregional Late Collisional Right-Lateral Strike-Slip Fault. Geotectonics 51, 353–365. <https://doi.org/10.1134/S0016852117040069>.

Pavlenkova G.A., 2012. Crustal Structure of the Caucasus from the Stepnoe–Bakuriani and Volgograd–Nakhichevan DSS Profiles (Reinterpretation of the Primary Data). Izvestiya, Physics of the Solid Earth 48, 375–384. <https://doi.org/10.1134/S1069351312040040>.

Pavlenkova N.I., Yegorova T.P., Baranova E.P., Pavlenkova G.A., 2022. Deep Structure and Geodynamics of the Black Sea–Caspian Region. Geotectonics 56, 157–177. <https://doi.org/10.1134/S0016852122020054>.

Polina S.D., Dantsova K.I., Fayzullin G.I., 2023. Actual Problems and Issues of Tectonics, Geology and Oil and Gas Potential of the North-West Caucasus. Bulletin of Osh Technological University 2-1, 269–276 (in Russian) [Полина С.Д., Данцова К.И., Файзуллин Г.И. Актуальные проблемы и вопросы тектоники, геологии и нефтегазоносности Северо-Западного Кавказа // Известия Ошского технологического университета. 2023. № 2-1. С. 269–276].

Popkov V.I., 2006. Imbricate Thrust Structure of the Northwestern Caucasus. Doklady Earth Sciences 411, 1222–1224. <https://doi.org/10.1134/S1028334X06080137>.

Popkov V.I., 2010. Geodynamic Setting of the Structural Formation of Cenozoic Foredeeps in West Caucasus. Geology, Geography and Global Energy 3 (38), 23–27 (in Russian)

[Попков В.И. Геодинамическая обстановка формирования структуры Западно-Кавказских кайнозойских прогибов // Геология, география и глобальная энергия. 2010. № 3 (38). С. 23–27].

Popov S.V., Akhmetiev M.A., Lopatin A.V., Bugrova E.M., Sychevskaya E.K., Shcherba I.G., 2009. Paleogeography and Biogeography of the Paratethys Basins. Part 1. Late Eocene – Early Miocene. Nauchny Mir, Moscow, 178 p. (in Russian) [Попов С.В., Ахметьев М.А., Лопатин А.В., Бугрова Э.М., Сычевская Е.К., Щерба И.Г. Палеогеография и биогеография бассейнов Паратетиса. Ч. 1: Поздний эоцен – ранний миоцен. М.: Научный мир, 2009. 178 с.].

Popov S.V., Antipov M.P., Zastrozhnov A.S., Kurina E.E., Pinchuk T.N., 2010. Sea-Level Fluctuations on the Northern Shelf of the Eastern Paratethys in the Oligocene-Neogene. Stratigraphy and Geological Correlation 18, 200–224. <https://doi.org/10.1134/S0869593810020073>.

Popov S.V., Patina I.S., 2023. History of Paratethys. Priroda 6, 3–14 (in Russian) [Попов С.В., Патина И.С. История Паратетиса // Природа. 2023. № 6. С. 3–14]. <https://doi.org/10.7868/S0032874X23060017>.

Postnikova I.S., Patina I.S., Gorkin G.M., 2024. Geological Setting and Formation of the Erosional Structure of Upper Miocene Deposits in Western Ciscaucasia. Lithology and Mineral Resources 59, 517–525. <https://doi.org/10.1134/S0024490224700676>.

Quinteros J., Ramos V.A., Jacovkis P.M., 2008. Constraints on Delamination from Numerical Models. In: Extended Abstracts of the 7th International Symposium on Andean Geodynamics (September 2–4, 2008). IRD, Paris, p. 417–420.

Rastsvetaev L.M., 1989. Shears and Alpine Dynamics of the Caucasus Region. In: A.A. Belov, M.A. Satian (Eds), Geodynamics of the Caucasus. Nauka, Moscow, p. 109–112 (in Russian) [Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа / Ред. А.А. Белов, М.А. Сатиан. М.: Наука, 1989. С. 109–112].

Ritz J.-F., Avagyan A., Mkrtchyan M., Nazari H., Blard P.-H., Karakhanian A., Philip H., Balescu S. et al., 2016. Active Tectonics Within the NW and SE Extensions of the Pambak-Sevan-Syunik Fault: Implications for the Present Geodynamics of Armenia. Quaternary International 395, 61–78. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.05.021>.

Roban R.-D., Melinte M.C., 2005. Paleogene Litho- and Biostratigraphy of the NE Getic Depression (Romania). Acta Palaeontologica Romaniae 5, 423–439.

Rogozhin E.A., Gorbatiykov A.V., Stepanova M.Y., Ovsyuchenko A.N., Andreeva N.V., Kharazova Y.V., 2015. The Structural Framework and Recent Geodynamics of the Greater Caucasus Meganticlinorium in the Light of New Data on Its Deep Structure. Geotectonics 49, 123–134. <https://doi.org/10.1134/S0016852115020053>.

Rolland Y., Galoyan Gh., Bosch D., Sosson M., Corsini M., Fornari M., Verati C., 2009. Jurassic Back-Arc and Cretaceous Hot-Spot Series in the Armenian Ophiolites – Implications for the Obduction Process. Lithos 112 (3–4), 163–187. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.02.006>.

Rolland Y., Hässig M., Bosch D., Meijers M.J.M., Sosson M., Bruguier O., Adamia Sh., Sadradze N., 2016. A Review of

the Plate Convergence History of the East Anatolia-Transcaucasus Region During the Variscan: Insights from the Georgian Basement and Its Connection to the Eastern Pontides. Journal of Geodynamics 96, 131–145. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.03.003>.

Romanyuk T.V., Kuznetsov N.B., 2024. The Age of the Western Greater Caucasus Orogen as a Detrital Source. In: D.P. Gladkochub (Ed.), Current and Future Trends in Earth Sciences (the First Quarter of the XXI Century). IEC SB RAS, Irkutsk, p. 18 (in Russian) [Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б. Возраст западного сегмента орогена Большого Кавказа как источника детрита // Актуальные направления и перспективные тенденции в науках о Земле (первая четверть XXI века) / Ред. Д.П. Гладkochуб. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2024. С. 18].

Romanyuk T.V., Kuznetsov N.B., Novikova A.S., Latysheva I.V., Fedyukin I.V., Dubenskiy A.S., Erofeeva K.G., Sheshukov V.S., 2024. Magmatites of the Kastel Mountain as a Local Source of Detrital Zircons for the Demerdzhi Formation (Southern Demerdzhi Mountain), Mountainous Crimea. Geodynamics & Tectonophysics 15 (6), 0794 (in Russian) [Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Новикова А.С., Латышева И.В., Федюкин И.В., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шешуков В.С. Магматиты горы Кафель – локальный источник детритового циркона для демерджийской свиты (г. Южная Демерджи) Горного Крыма // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т 15. № 6. 0794]. <https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-6-0794>.

Romanyuk T.V., Tkachev A.V., 2010. Geodynamical Scenario for Forming of World-Class Neogene-Quaternary Boron-Lithium Provinces. Svetoch Plus, Moscow, 304 p. (in Russian) [Романюк Т.В., Ткачев А.В. Геодинамический сценарий формирования крупнейших мировых неоген-четвертичных бор-литиеносных провинций. М.: Светоч Плюс, 2010. 304 с.].

Schurr B., Rietbrock A., Asch G., Kind R., Oncken O., 2006. Evidence for Lithospheric Detachment in the Central Andes from Local Earthquake Tomography. Tectonophysics 415 (1–4), 203–223. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.12.007>.

Shalaeva E.A., 2024. Geological Structure and Evolution of the Shirak Basin. PhD Thesis (Candidate of Geology and Mineralogy). Moscow, 138 p. (in Russian) [Шалаева Е.А. Геологическое строение и история развития Ширакской впадины: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2024. 138 с.].

Shalaeva E.A., Kuznetsov N.B., Kolodyazhny S.Yu., Makhinya E.I., Bolshukhin A.A., Parfenov G.E., Ovsyannikov V.I., Dantsova K.I., Romanyuk T.V., 2024. Provenance Signal of the Western Greater Caucasus Neorogen in the Alluvium of the Dakh Basin (Belaya River). In: Geodynamic Evolution of the Lithosphere of the Central Asian Mobile Belt (from Ocean to Continent). Proceedings of Scientific Meeting (October 15–19, 2024). Iss. 22. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 322–324 (in Russian) [Шалаева Е.А., Кузнецов Н.Б., Колodiazhный С.Ю., Махиня Е.И., Большухин А.А., Парфенов Г.Е., Овсянников В.И., Данцова К.И., Романюк Т.В. Провенанс-сигнал западной части новейшего орогена

Большого Кавказа в аллювии Даховской впадины (р. Белая) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции (15–19 октября 2024 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2024. Вып. 22. С. 322–324].

Shalaeva E.A., Sokolov S.A., Khisamutdinova A.I., 2020. Leninakan Ignimbrite as Ejecta of Aragats Volcano, Armenia. *Journal of Volcanology and Seismology* 14, 96–104. <https://doi.org/10.1134/S0742046320020050>.

Shalaeva E.A., Trifonov V.G., Lebedev V.A., Simakova A.N., Avagyan A.V., Sahakyan L.H., Arakelyan D.G., Sokolov S.A. et al., 2019. Quaternary Geology and Origin of the Shirak Basin, NW Armenia. *Quaternary International* 509, 41–61. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.09.017>.

Sharafutdinov V.F., 2003. The Miatli Tectonic Phase at the Early Orogenic Stage of the Caucasus Evolution. *Doklady Earth Sciences* 393 (8), 1098–1100.

Simmons M.D., Bidgood M.D., Connell P.G., Coric S., Okay A.I., Shaw D., Tulan E., Mayer J., Tari G.C., 2020. Biostratigraphy and Paleoenvironments of the Oligocene Succession (Ihsaniye Formation) at Karaburun (NW Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences* 29 (8), 28–63. <https://doi.org/10.3906/yer-1907-7>.

Sobolev S.V., Babeyko A.Y., Koulakov I., Oncken O., 2007. Mechanism of the Andean Orogeny: Insight from Numerical Modeling. In: O. Oncken, G. Chong, G. Franz, P. Giese, H.-J. Götze, V.A. Ramos, M.R. Strecker, P. Wigger (Eds), *The Andes. Active Subduction Orogeny*. Springer, p. 513–535. https://doi.org/10.1007/978-3-540-48684-8_25.

Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Semenova D.V., Kalinin Y.A., Bortnikov N.S., 2021a. First Data on the U-Pb Isotopic Age for Zircon (LA-ICP-MS Method) from Leucocratic Granites of the Tyrnyauz Mo-W Deposit (North Caucasus, Russia). *Doklady Earth Sciences* 498, 471–476. <https://doi.org/10.1134/S1028334X21060155>.

Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Semenova D.V., Kalinin Y.A., Kryazhev V.S., Emkuzhev M.S., Bortnikov N.S., 2021b. U-Pb Isotope Age of Zircon (LA-ICP-MS Method) from Magmatic Rocks and Some Aspects of the Genesis of the Tyrnyauz Mo-W Deposit (North Caucasus). *Geology of Ore Deposits* 63, 409–430. <https://doi.org/10.1134/S1075701521050056>.

Somin M.L., 2000. Structure of Axial Zones in the Central Caucasus. *Doklady Earth Sciences* 375A, 1371–1374.

Somin M.L., 2021. Myth About the Main Caucasian Thrust. *Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Section* 96 (3), 3–11 (in Russian) [Сомин М.Л. Миф о Главном Кавказском надвиге // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. Т. 96. № 3. С. 3–11].

Somin M.L., Natapov L.M., Belousova E.A., Kroener A., Konilov A.N., Kamzolkin V.A., 2013. A Pseudobasement in the Pre-Alpine Structure of the Peredovoi Range, North Caucasus. *Doklady Earth Sciences* 450, 587–591. <https://doi.org/10.1134/S1028334X13060068>.

Sosson M., Stephenson R., Sheremet E., Rolland Y., Adamia Sh., Melkonian R., Kangarli T., Yegorova T. et al., 2016. The Eastern Black Sea-Caucasus Region During the Creta-

ceous: New Evidence to Constrain Its Tectonic Evolution. *Comptes Rendus Géoscience* 348 (1), 23–32. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.11.002>.

Stampfli G.M., Borel G.D., 2002. A Plate Tectonic Model for the Paleozoic and Mesozoic Constrained by Dynamic Plate Boundaries and Restored Synthetic Oceanic Isochrones. *Earth and Planetary Science Letters* 196 (1–2), 17–33. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X).

Stampfli G.M., Hochard C., Vérard C., Wilhem C., von Raumer J., 2013. The Formation of Pangea. *Tectonophysics* 593, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.02.037>.

State Geological Map of the Russian Federation, 2000. Caucasian Series. Scale of 1:200000. Sheet K-37-IV (Sochi). VSEGEI, Saint Petersburg (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Кавказская серия. Масштаб 1:200000. К-37-IV (Сочи). СПб.: ВСЕГЕИ, 2000].

State Geological Map of the Russian Federation, 2002. Caucasian Series. Scale of 1:200000. Sheet K-37-V. Explanatory Note. VSEGEI, Saint Petersburg, 213 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Кавказская. Масштаб 1:200000. Лист К-37-V: Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 213 с.].

State Geological Map of the Russian Federation, 2004. Caucasian Series. Scale of 1:200000. Sheet K-38-I, VII (Kislovodsk). Explanatory Note. VSEGEI, Saint Petersburg, 365 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Кавказская серия. Масштаб 1:200000. Лист К-38-I, VII (Кисловодск): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2004. 365 с.].

State Geological Map of the Russian Federation, 2021. Caucasian Series. Scale of 1:200000. Sheet K-37-VI, (XII) (Karachaevsk). Explanatory Note. MB VSEGEI, Moscow, 226 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Кавказская серия. Масштаб 1:200000. Лист К-37-VI, (XII) (Карачаевск): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2021. 226 с.].

Tesakov A.S., 2021. The Late Cenozoic Small Mammal Fauna Evolution and Continental Biostratigraphy in the South of Eastern Europe and Western Asia. PhD Thesis (Doctor of Geology and Mineralogy). Moscow, 167 p. (in Russian) [Тесаков А.С. Эволюция фаун мелких млекопитающих и континентальная биостратиграфия позднего кайнозоя юга Восточной Европы и Западной Азии: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2021. 167 с.].

Timoshkina E.P., Leonov Yu.G., Mikhailov V.O., 2010. Formation of the Orogen-Foredeep System: A Geodynamic Model and Comparison with the Data of the Northern Forecaucasus. *Geotectonics* 44, 371–387. <https://doi.org/10.1134/S0016852110050018>.

Trifonov V.G., Lyubin V.P., Belyaeva E.V., Lebedev V.A., Trikhunkov Ya.I., Tesakov A.S., Simakova A.N., Veselovsky R.V., Latyshev A.V., Presnyakov S.L., Ivanova T.P., Ozhereliev D.V., Bachmanov D.M., Lyapunov S.M., 2016. Stratigraphic and Tectonic Settings of Early Paleolithic of North-West Armenia. *Quaternary International* 420, 178–198. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.08.019>.

Trifonov V.G., Shalaeva E.A., Bachmanov D.M., Trikhunkov Y.I., Simakova A.N., Tesakov A.S., Frolov P.D., Kolesnichenko A.A. et al., 2017. Quaternary Tectonics of Recent Basins in Northwestern Armenia. *Geotectonics* 51, 499–519. <https://doi.org/10.1134/S0016852117030116>.

Trifonov V.G., Sokolov S.Yu., 2017. Sublithospheric Flows in the Mantle. *Geotectonics* 51, 535–548. <https://doi.org/10.1134/S0016852117060085>.

Trifonov V.G., Sokolov S.Yu., 2018. Structure of the Mantle and Tectonic Zoning of the Central Part of the Alpine-Himalayan Belt. *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (4), 1127–1145 (in Russian) [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]. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-4-0386>.

Trifonov V.G., Tesakov A.S., Simakova A.N., Gaydale-nok O.V., Frolov P.D., Bylinskaya M.E., Trikhunkov Ya.I., Bachmanov D.M., Çelik H., Hessami Kh., 2024. Geological and Biotic Context of the Plio-Pleistocene Evolution of the Caucasus-Caspian Region (Akchagylian Transgression). *Quaternary International* 686–687, 120–141. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2023.03.011>.

Trikhunkov Ya.I., Kengerli T.N., Bachmanov D.M., Frolov P.D., Shalaeva E.A., Latyshev A.V., Popov S.V., Simakova A.N., Idrisov I.A., Aliev F.A., 2020. Quaternary Orogenesis in the Eastern Caucasus: Amplitudes, Velocities, Probable Causes (from the Study of the Akchagyl Marine Deposits and Continental Molasses). In: *Tectonophysics and Topical Problems in Geosciences. Proceedings of 5th Tectonophysical Conference (October 5–9, 2020). IPE RAS, Moscow*, p. 292–302 (in Russian) [Трихунков Я.И., Кенгерли Т.Н., Бачманов Д.М., Фролов П.Д., Шалаева Е.А., Латышев А.В., Попов С.В., Симаклова А.Н., Идрисов И.А., Алиев Ф.А. Четвертичный орогенез Юго-Восточного Кавказа: амплитуды, скорости, вероятные причины (на основе изучения акчагыльских морских отложений и континентальных моласс) // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы Пятой тектонофизической конференции (5–9 октября, 2020 г.). М.: ИФЗ. 2020. С. 292–302].

Ustaömer T., Robertson A.H.F., Ustaömer P.A., Gerdes A., Peytcheva I., 2013. Constraints on Variscan and Cimmerian Magmatism and Metamorphism in the Pontides (Yusufeli-Artvin Area), NE Turkey from U-Pb Dating and Granite Geochemistry. *Geological Society of London Special Publications* 372, 49–74. <https://doi.org/10.1144/SP372.13>.

Vardanyants L.A., 1933a. Materials on the Greater Caucasus Geomorphology. *Proceedings of the State Geographical Russian Society* 65 (2), 116–139 (in Russian) [Варданянц Л.А. Материалы по геоморфологии Большого Кавказа // Известия Государственного географического общества. 1933. Т. 65. Вып. 2. С. 116–139].

Vardanyants L.A., 1933b. On the Quaternary History of the Caucasus. *Proceedings of the State Geographical Russian Society* 65 (6), 534–547 (in Russian) [Варданянц Л.А. О четвертичной истории Кавказа // Известия Государственного географического общества. 1933. Т. 65. Вып. 6. С. 534–547].

Vardanyants L.A., 1948. The Postpliocene History of the Black Sea–Caucasus–Caspian Region. ArmSSR SA Publishing House, Erevan, 184 p. (in Russian) [Варданянц Л.А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1948. 184 с.].

Vasey D.A., Cowgill E., Roeske S.M., Niemi N., Godoladze T., Skhirtladze I., Godoladze S., 2020. Evolution of the Greater Caucasus Basement and Formation of the Main Caucasus Thrust, Georgia. *Tectonics* 39 (3), e2019TC005828. <https://doi.org/10.1029/2019TC005828>.

Vasey D.A., Garcia L., Cowgill E., Trexler C.C., Godoladze T., 2023. Episodic Evolution of a Protracted Convergent Margin Revealed by Detrital Zircon Geochronology in the Greater Caucasus. *Basin Research* 3 (1), e12825. <https://doi.org/10.1111/bre.12825>.

Vincent S.J., Allen M.B., Ismail-Zadeh A.D., Flecker R., Foland K.A., Simmons M.D., 2005. Insights from the Talysh of Azerbaijan Into the Paleogene Evolution of the South Caspian Region. *Geological Society of America Bulletin* 117 (11–12), 1513–1533. <https://doi.org/10.1130/B25690.1>.

Vincent S.J., Carter A., Lavrishev V.A., Rice S.P., Barabazde T.G., Hovius N., 2011. The Exhumation of the Western Greater Caucasus: A Thermochronometric Study. *Geological Magazine* 148 (1), 1–21. <https://doi.org/10.1017/S0016756810000257>.

Vincent S.J., Hyden F., Braham W., 2014. Along-Strike Variations in the Composition of Sandstones Derived from the Uplifting Western Greater Caucasus: Causes and Implications for Reservoir Quality Prediction in the Eastern Black Sea. In: R.A. Scott, H.R. Smyth, A.C. Morton, N. Richardson (Eds), *Sediment Provenance Studies in Hydrocarbon Exploration and Production. Geological Society of London Special Publications* 386, 111–127. <https://doi.org/10.1144/SP386.15>.

Vincent S.J., Morton A.C., Carter A., Gibbs S., Barabazde T.G., 2007. Oligocene Uplift of the Western Greater Caucasus: An Effect of Initial Arabia–Eurasia Collision. *Terra Nova* 19 (2), 160–166. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00731.x>.

Vincent S.J., Morton A.C., Hyden F., Fanning M., 2013. Insights from Petrography, Mineralogy and U-Pb Zircon Geochronology Into the Provenance and Reservoir Potential of Cenozoic Siliciclastic Depositional Systems Supplying the Northern Margin of the Eastern Black Sea. *Marine and Petroleum Geology* 45, 331–348. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.04.002>.

Vincent S.J., Somin M.L., Carter A., Vezzoli G., Fox M., Vautravers B., 2020. Testing Models of Cenozoic Exhumation in the Western Greater Caucasus. *Tectonics* 39 (2), e2018TC005451. <https://doi.org/10.1029/2018TC005451>.

Vinnik L., Oreshin S., Erduran M., 2016. Melt in the Mantle and Seismic Azimuthal Anisotropy: Evidence from Anatolia. *Geophysical Journal International* 205 (1), 523–530. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw021>.

Von Raumer J.F., Bussy F., Schaltegger U., Schulz B., Stampfl G.M., 2013. Pre-mesozoic Alpine Basements – Their

Place in the European Paleozoic Framework. *GSA Bulletin* 125 (1–2), 89–108. <https://doi.org/10.1130/B30654.1>.

Wilhem C., 2014a. Maps of the Callovian and Tithonian Paleogeography of the Caribbean, Atlantic, and Tethyan Realms: Facies and Environments. Callovian and Tithonian Paleogeography Legend. 1 sheet. GSA Digital Map and Chart Series 17. DOI:10.1130/2014.DMCH017.S3.

Wilhem C., 2014b. Maps of the Callovian and Tithonian Paleogeography of the Caribbean, Atlantic, and Tethyan Realms: Facies and Environments. GSA Digital Map and Chart Series 17. DOI:10.1130/2014.DMCH017.

Wilhem C., 2014c. Maps of the Callovian and Tithonian Paleogeography of the Caribbean, Atlantic, and Tethyan Realms: Facies and Environments. Tithonian Paleogeography. 1 sheet. GSA Digital Map and Chart Series 17. DOI: 10.1130/2014.DMCH017.S2.

Wortel M.J.R., Spakman W., 2000. Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carpathian Region. *Science* 290 (5498), 1910–1917. <https://doi.org/10.1126/science.290.5498.1910>.

Yakovlev F.L., 2015. Multirank Deformation Analysis of Linear Folding Using the Greater Caucasus Alpine Belt as an Example. PhD Thesis (Doctor of Geology and Mineralogy). Moscow, 472 p. (in Russian) [Яковлев Ф.Л. Много-ранговый деформационный анализ линейной складчатости на примере Альпийского Большого Кавказа: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2015. 472 с.].

Yilmaz A., Adamia Sh., Yilmaz H., 2013. Comparisons of the Suture Zones Along a Geotraverse from the Scythian Platform to the Arabian Platform. *Geoscience Frontiers* 5 (6), 855–875. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.10.004>.

Yuan X., Sobolev S.V., Kind R., 2002. Moho Topography in the Central Andes and Its Geodynamic Implication. *Earth and Planetary Science Letters* 199 (3–4), 389–402. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00589-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00589-7).

Zabelina I., Koulakov I., Amantashvili I., El Khrepy S., Al-Arifi N., 2016. Seismic Structure of the Crust and Uppermost Mantle Beneath Caucasus Based on Regional Earthquake Tomography. *Journal of Asian Earth Sciences* 119, 87–89. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.01.010>.

Zakariadze G.S., Dilek Y., Adamia S.A., Oberhänsli R.E., Karpenko S.F., Bazylev B.A., Solov'eva N., 2007. Geochemistry and Geochronology of the Neoproterozoic Pan-African Transcaucasian Massif (Republic of Georgia) and Implications for Island-Arc Evolution of the Late Precambrian Arabian–Nubian Shield. *Gondwana Research* 11 (1–2), 97–108. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.05.012>.

Zandt G., Gilbert H., Owens T., Ducea M., Saleeby J., Jones C., 2004. Active Foundering of a Continental Arc Root Beneath the Southern Sierra Nevada in California. *Nature* 431, 41–46. <https://doi.org/10.1038/nature02847>.

Zhizhchenko B.P., 1940. Middle Miocene. In: A.D. Arkhangelsky (Ed.), *Stratigraphy of the USSR. Neogene USSR*. Vol. XII. Publishing House of the USSR Academy of Science, Moscow–Leningrad, p. 51–223 (in Russian) [Жижченко Б.П. Средний миоцен // Стратиграфия СССР. Неоген СССР / Ред. А.Д. Архангельский. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1940. Т. XII. С. 51–223].

Zhuravlev D.Z., Negrei E.V., 1993. Synchronous Formation of the Eldzhurta Granite and Ore-Bearing Metasomatites of Tyrnyauz (North Caucasus) Based on Rb-Sr Data. *Doklady Earth Sciences* 332 (4), 483–487 (in Russian) [Журавлев Д.З., Негрей Е.В. Синхронность формирования Эльджуртинского гранита и рудоносных метасоматитов Тырныауза (Северный Кавказ) по данным Rb-Sr метода // Доклады АН. 1993. Т. 332. № 4. С. 483–487].

Zor E., 2008. Tomographic Evidence of Slab Detachment Beneath Eastern Turkey and the Caucasus. *Geophysical Journal International* 175 (3), 1273–1282. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03946.x>.