

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ им. О.Ю.Шмидта
НАУЧНЫЙ СОВЕТ
ПО ПРОБЛЕМАМ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ

**ПЯТАЯ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ
КОНФЕРЕНЦИЯ В ИФЗ РАН**

**ТЕКТОНОФИЗИКА И АКТУАЛЬНЫЕ
ВОПРОСЫ НАУК О ЗЕМЛЕ**

Посвящается столетию М.В. Гзовского

Материалы докладов всероссийской конференции с
международным участием, 5-9 октября 2020 г.,
Институт физики Земли РАН,
г. Москва

**Москва
2020**

УДК 551.2.3
ББК 26.324

**Пятая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН.
Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле:
Материалы докладов всероссийской конференции с
международным участием – М.: ИФЗ. 2020. – 602 с.**

В сборнике публикуются материалы, представленных на Пятую тектонофизическую конференцию в ИФЗ РАН. В докладах рассматривается широкий круг научных проблем в области геодинамики и структурной геологии, горного дела и поиска месторождений, геофизики недр, сейсмологии и физики очага землетрясений, в решении которых используются тектонофизические методы и подходы. Конференция впервые проводилась в онлайн формате из-за сложной эпидемиологической ситуации в России.

Ответственный редактор:
д. физ.-мат. н. Ю.Л. Ребецкий,

Редакционная коллегия:
к. геол.-мин. н. А.В. Маринин, Д.С. Мягков, Н.А. Гордеев,
И.В. Бондарь, Р.С. Алексеев, А.С. Лермонтова

Публикация материалов конференции осуществлялась при финансовой помощи ИФЗ РАН

В оформлении обложки использована фотография тектонофизического отряда в период работ на Ферганском хребте (1960 г., во главе отряда М.В Гзовский). При оформлении шмуцтитулов были использованы рисунки из материалов конференции

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ОРОГЕНЕЗ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА: АМПЛИТУДЫ, СКОРОСТИ, ВЕРОЯТНЫЕ ПРИЧИНЫ (НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ АКЧАГЫЛЬСКИХ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МОЛАСС)

Я.И. Трихунков^{1,2}, Т.Н. Кенгерли³, Д.М. Бачманов¹, П.Д. Фролов¹, Е.А. Шалаева¹, А.В. Латышев^{4,5}, С.В. Попов⁶, А.Н. Симакова¹, И.А. Идрисов⁷, Ф.А. Алиев³

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия, jarsun@yandex.ru

² Географический факультет МПГУ, Москва, Россия, jarsun@yandex.ru

³ Институт геологии и геофизики НАНА, Баку, Азербайджан tkangarli@gmail.com

⁴ Институт физики Земли РАН имени О.Ю. Шмидта, Москва, Россия anton.latyshev@gmail.com

⁵ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия anton.latyshev@gmail.com

⁶ Палеонтологический институт РАН, Москва, Россия serg.pop@mail.ru

⁷ Институт геологии ДНЦ РАН, Махачкала, Россия, idris_gun@mail.ru

Возраст первичных коллизионных деформаций складчатого сооружения Большого Кавказа оценивается в интервале от эоцена до олигоцена [Хаин и др., 2006; Расцветаев и др., 2010]. Латеральное сжатие вызвало коллизию с последующим пододвиганием Закавказского массива под южную окраину Скифской плиты и формирование чешуйчато-надвиговой аккреционной призмы над зоной поддвига [Дотдугев, 1986, 1989; Philip et al., 1989; Хаин и др., 2006; Попков, 2006; Шемпелев и др., 2017; Kangarli et al., 2018]. Данные GPS-мониторинга современной геодинамической активности подтверждают однонаправленное сближение Закавказского массива и Скифской плиты со скоростью 1-2 мм/год [Милуков и др., 2015]. Подвиг подтверждается распределением глубинных сейсмических очагов [Mumladze et al., 2015, Kangarli et al., 2018]. Существуют также модели, описывающие вертикальную тектоническую зональность складчатого сооружения и отрицающие пологий детачмент под Большим Кавказом [Маринин, Расцветаев, 2008; Расцветаев и др., 2010; Рогожин и др., 2015; Яковлев, 2012].

Принято считать, что континентальная стадия тектогенеза и орогенные поднятия в осевой зоне горного сооружения начались не ранее тортона-мессиния [Милановский, 1968; Хаин и др., 2006] и совпадают со временем вторжения клина Аравийского индентора в структурные зоны южной окраины Евразии [Kangarli et al., 2018]. Однако совпадает ли основная фаза кавказского орогенеза со временем интенсивной коллизии и является ли последняя единственным источником новейших поднятий?

Исследования новейшего развития горной системы Большого Кавказа проводились нами на Шахдаг-Кусарском модельном участке в зоне сочленения Восточного (далее ВК) и Юго-Восточного (далее ЮВК) сегментов Большого Кавказа – районе, где высокогорные хребты Большого Кавказа подходят максимально близко к побережью Каспийского моря (рис. 1, Врезка). В 2018–2019 годах здесь были выполнены работы по изучению новейшей тектоники и стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений, дающие возможность существенно омолодить возраст активной фазы кавказского орогенеза. Морфоструктурный анализ позволил выявить активные на новейшем этапе рельефообразующие структуры ЮВК, изучить их кинематику, а также определить общий тип новейших движений. Фациальный анализ, палеомагнитное и фаунистическое датирование коррелятных отложений Кусаро-Дивичинского предгорного краевого прогиба дали возможность восстановить историю новейшего развития этой части Большого Кавказа. В частности, нахождение морских отложений с акчагыльской малакофауной в высокогорье Кавказа на высотах до 2020 м позволило оценить амплитуду и скорости новейших движений непосредственно по деформациям палео-поверхности морского осадконакопления, а не по косвенным данным о деформациях поверхностей выравнивания, или данным повторных нивелировок.

Морфоструктурный анализ

Рассматриваемый наиболее высокий Шахдаг-Кусарский сегмент ЮВК граничит с ВК по линии Самурской поперечной разломной зоны, проявляющейся как в морфоструктуре, так и в распространении кайнозойских отложений. Зона является транскавказской, а в пределах исследуемой области протягивается по линии от г. Базардюзю (4466 м) примерно до устья реки Рубас, и состоит из нескольких ветвей. Главная из них – Усучай-Рубасская, проходит на территории республики Дагестан. Вдоль неё в одну линию ССВ направления выстраиваются спрямленные отрезки долин рек Усучай – Курах (в нижнем течении) – Карчагсу – Рубас (в нижнем течении) (рис. 1).

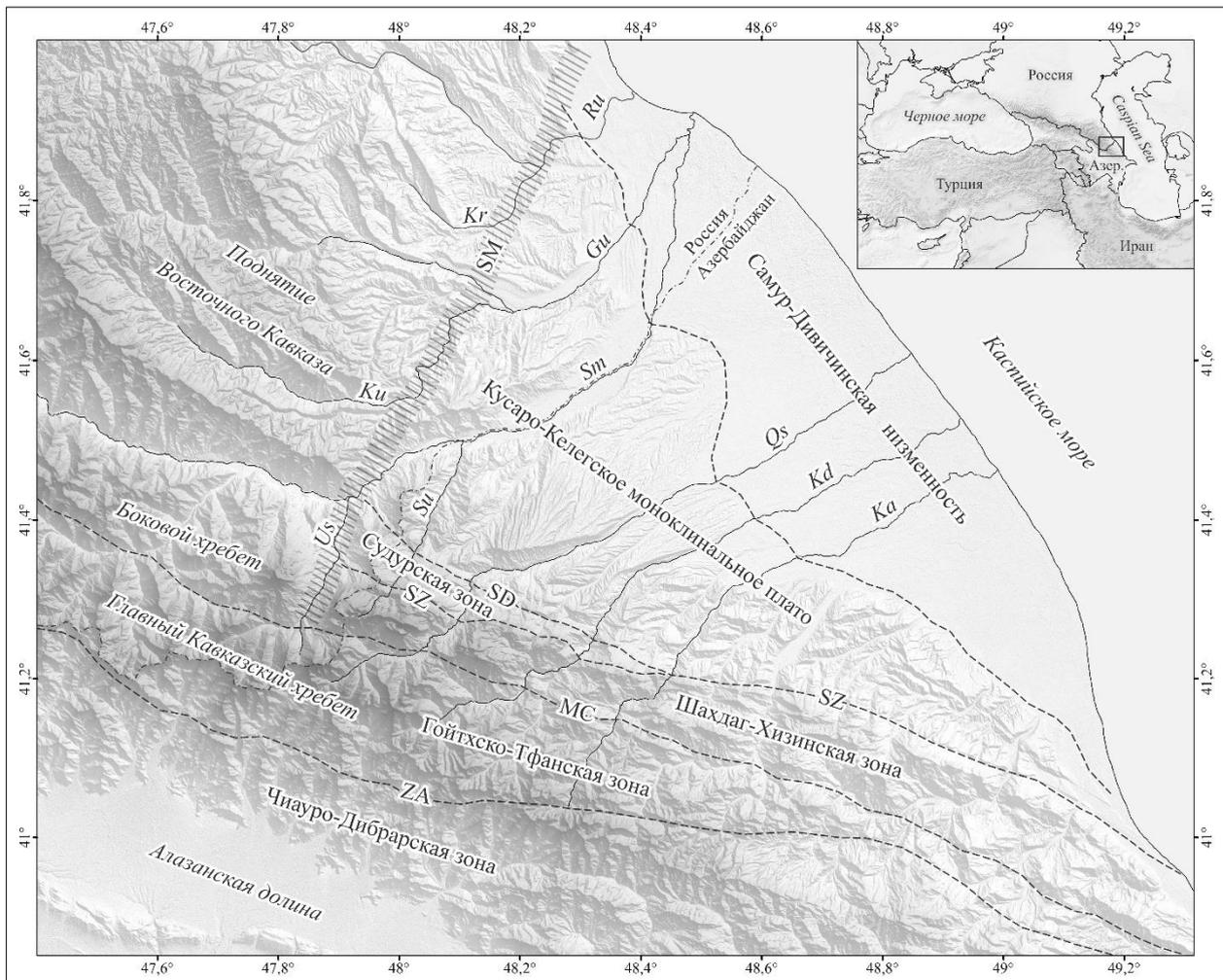


Рис. 1. Структурно-геоморфологическая схема региона исследований

Крупнейшие разломы: ZA – Занги, MC – Главный Кавказский, SZ – Сиазанский, SD – Судурский, SM – Самурская поперечная зона разломов; *реки:* Sm – Самур, Qs – Кусарчай, Kd – Кудиалчай, Ka – Карачай, Su – Судурчай, Us – Усучай, Ku – Курах, Gu – Гультгерычай; Kг – Карчагсу; Ru – Рубас

Восточнее нами выделена Судурчайская ветвь Самурской зоны разломов. Она пересекает поперек синклинали массив Шахдаг: в её восточном крыле массив гораздо более дислоцирован и высоко поднят, чем в западном. Этот факт в условиях общего надвигания горно-складчатого сооружения на юг позволяет предполагать наличие компоненты правого сдвига по Судурчайской зоне. Далее к северу зона дренируется долиной реки Судурчай, ограничивает с запада Кусарское плато и еще севернее пересекает Келегское, объединяемые нами в единую морфоструктурную зону.

В поднятом западном крыле на всем протяжении Самурской зоны вплоть до Каспийского побережья преобладают морфоструктуры «складчатого Дагестана», сложенные преимущественно терригенными породами лейаса-доггера. В осевой зоне соседнего ЮВК, расположенного в опущенном крыле, резко появляются отложения мальма-неокома, формирующие здесь Шахдаг-Хизинскую покровно-складчатую зону. В свою очередь в пределах северного макросклона в опущенном крыле появляются неоген-четвертичные, преимущественно морские осадки, несогласие перекрывающие этаж дислоцированных пород средней юры и формирующие моноклиналильные наклонные Кусаро-Келегское плато и Самур-Дивичинскую низменность (рис. 2). Средние высоты этих морфоструктур на километр уступают высотам морфоструктур поднятого западного крыла. Роль Самурской зоны в лито-фациальном контроле новейших отложений будет подробно описана ниже.

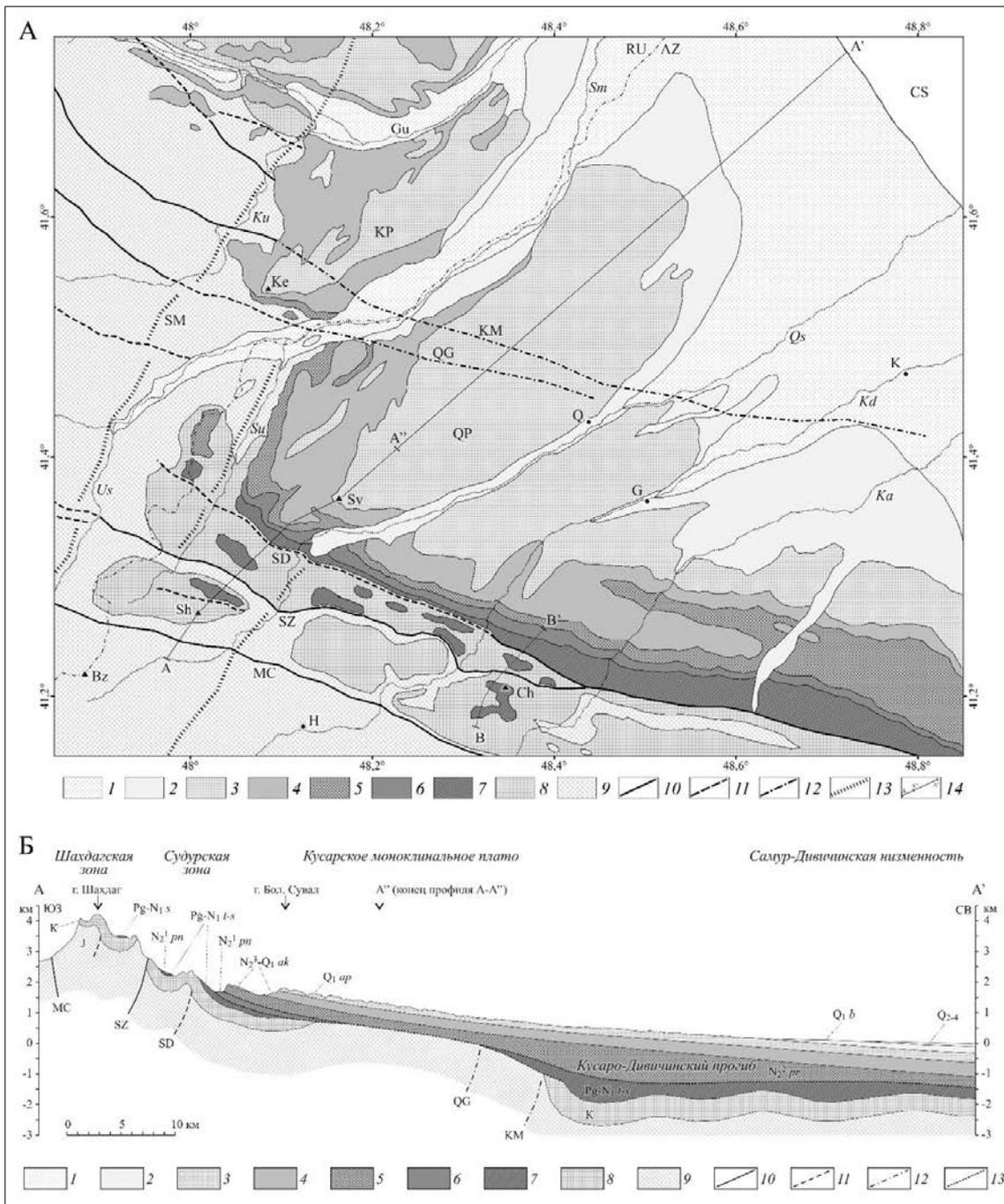


Рис. 2а. Карта новейших отложений и неотектонических нарушений района исследований.

1–9 – отложения: 1 – средний, верхний плейстоцен (хазарский, хвалынский ярусы) и голоцен, 2 – средний плейстоцен (бакинский ярус), 3 – нижний плейстоцен (апшеронский ярус), 4 – верхний плиоцен и нижний плейстоцен (акчагальский ярус), 5 – верхний плиоцен (продуктивная толща), 6 – нижний плиоцен (понт), 7 – палеоген и миоцен, 8 – мел, 9 – юра; 10–14 – тектонические нарушения: 10 – разломы достоверные, 11 – разломы предполагаемые или проявленные на поверхности флексурой, 12 – разломы погребенные и неактивные в четвертичное время, 13 – поперечные флексурно-разломные зоны; 14 – линии структурно-геоморфологических профилей (рис. 2б, 3б).

Буквами обозначены: QP – Кусарское плато, KP – Келегское плато, Ke – Келег; вершины: Bz – Базардюзю, Sh – Шахдаг, Ch – Череке, Sv – Большой Сувал, Ke – Келег; реки: Sm – Самур, Qs – Кусарчай, Kd – Кудиялчай, Ka – Карачай, Su – Судурчай, Us – Усухчай, Ku – Курах, Gu – Гульгерычай; разломы: ZA – Занги, MC – Главный Кавказский, SZ – Сиязанский, SD – Судурский, QG – Кусар-Губинский (вскрыт бурением), KM – Хачмазский (вскрыт бурением), SM – Самурская поперечная зона разломов; населенные пункты: Q – Кусар, G – Губа, K – Хачмаз, H – Хыналыг

Рис. 2б. Поперечный структурно-геоморфологический профиль А–А' от Бокового хребта (гора Шахдаг) через Кусарское моноклиналиное плато до Каспийского моря. Составлен по Государственной геологической карте 1:200000, 1958, листы К39-19,25 [Государственная..., 1958]. Профиль рельефа построен в программе Google Earth.

1–9 – отложения: 1 – юра, 2 – мел, 3 – палеоген и миоцен, 4 – нижний плиоцен (понт), 5 – верхний плиоцен (продуктивная толща), 6 – верхний плиоцен и нижний плейстоцен (акчагальский ярус), 7 – нижний плейстоцен (апшеронский ярус), 8 – нижний плейстоцен (бакинский ярус), 9 – средний, верхний плейстоцен (хазарский, хвалынский ярусы) и голоцен; 10–12 – тектонические нарушения: 10 – разломы достоверные, 11 – разломы предполагаемые или проявленные на поверхности флексурой, 12 – разломы погребенные и неактивные в четвертичное время; 13 – поверхности несогласий

В пределах исследуемого региона мы выделили пять продольных морфоструктурных зон: Гойтхско-Тфанскую, Шагдаг-Хизинскую, Судурскую, Кусаро-Келегскую и Самур-Дивичинскую (рис. 1, 2). В Гойтхско-Тфанской и Шагдаг-Хизинской зонах, в осевой части горного сооружения, преобладает инверсионный и смещенный складчатый рельеф. Многие вершины Водораздельного хребта, выработанные в комплексе терригенных пород средней юры, имеют синклинальное строение. В то же время антиклиналям отвечают в рельефе долины верховьев рек Кусарчай, Кудиалчай, Карачай и др., а также их субсеквентных притоков. Подобный рельеф подробно описан нами в западной части Гойтхско-Тфанской зоны на Северо-Западном Кавказе [Трихунков, Бачманов, 2011; Трихунков, 2016]. Развитие инверсионного складчатого рельефа происходит вследствие сочетания процессов избирательной денудации с послыйным взбрасыванием и выжиманием ядер синклинальных массивов в условиях продолжающегося развития складок [Трихунков, 2016]. Ещё более выраженное синклинальное строение носят вершины Бокового хребта – синклинальные массивы Ярыдаг (4016 м), Шагдаг (4243 м), Кызыл-Кая (3757 м), Череке (2383 м) и др. (рис. 3). Все они представляют собой широкие синклинальные мульды верхнеюрских и меловых известняков, подорванные с юга разломами зоны Главного Кавказского надвига, а с севера – Сиазанским взбросом. Эти структуры надвинуты на комплекс интенсивно перемятых меловых известняков, а местами, среднеюрских глинистых сланцев и песчаников [Kangarli et al., 2018]. Преобладание инверсионного складчатого рельефа в осевой зоне ЮВК свидетельствует о её длительном орогенном развитии.

В опущенном крыле Сиазанского взброса расположены складчатые морфоструктуры Судурской зоны. Здесь преобладают преимущественно средневысотные антиклинальные хребты, сложенные известняками, мергелями и песчаниками неокома. Контрастное преобладание прямого складчатого рельефа, выработанного в породах, аналогичных породам Шагдаг-Хизинской зоны, свидетельствует о молодости складчатых морфоструктур Судурской зоны.

Осевые зоны синклинальных массивов Шагдаг-Хизинской и днища синклинальных впадин Судурской зон заполнены литоральными осадками сармата-понта. В осевой зоне синклинального массива Череке на высотах около 2400 м нами были обнаружены раковины морских моллюсков: *Obsoletiformes cf. beamonti* (d'Orb.); *Plicatiformes cf. plicata* (Eichw.) – эндемик верхов нижнего и среднего сармата; *Polititapes ponderosa* (d'Orb.); *Retusa truncatula* (Brug.), *Plicatiformes cf. fittoni* (d'Orb.) – эндемики среднего сармата (Определения С.В. Попова (ПИН РАН, г. Москва)). Аналогичные отложения отмечены и у северного подножья массива Череке уже в пределах Судурской зоны на высотах около 1560 м (рис. 3).

Ранее Б.А. Будаговым была найдена малакофауна верхнего сармата в осевой зоне Шагдагского синклинального массива на высоте около 3600 м [Будагов, 1964]. У северного подножья Шагдага в Судурской зоне морские сарматские осадки залегают на высоте около 2400 м. Очевидно, что все эти толщи отлагались на сходных глубинах шельфа среднесарматского моря. Нынешнюю разницу в высотном положении данных отложений в пределах Шагдаг-Хизинской и Судурской зон можно объяснить только плиоцен-четвертичными движениями по линии Сиазанского взброса: их амплитуды за постсарматское время в районе Шагдага составляют около 1200 м, а в районе Череке снижаются до 840 (рис. 3).

Судурский разлом, проявляющийся на поверхности восточнее долины Кудиалчая, разделяет Судурскую складчатую зону и моноклираль Кусарского наклонного плато. Моноклираль представляет собой часть некогда предгорной равнины, вовлеченной ныне в орогенные поднятия и формирующей основу северо-восточного крыла горной системы. Она формировалась в опущенных крыльях Судурской и Самурской зон разломов и вдаётся остроугольным клином вглубь горной системы почти на 50 км (рис. 2а). Моноклираль выполнена различными по составу осадками неоген-квартера, несогласно перекрывающими складчатые структуры продолжения «складчатого Дагестана», а далее к северо-востоку наложенными на структуру Кусаро-Дивичинского предгорного краевого прогиба, интенсивно развивавшегося в майкопское время и, вероятно, ранее [Кенгерли, 2007]. Моноклираль плато не нарушена складчатыми деформациями; её поверхность полого (уклоны 5-8 градусов) спускается к приморской Самур-Дивичинской низменности. В пределах последней моноклираль выполаживается почти до горизонтального залегания и надстраивается морскими осадками среднего – верхнего плейстоцена (рис. 2б).

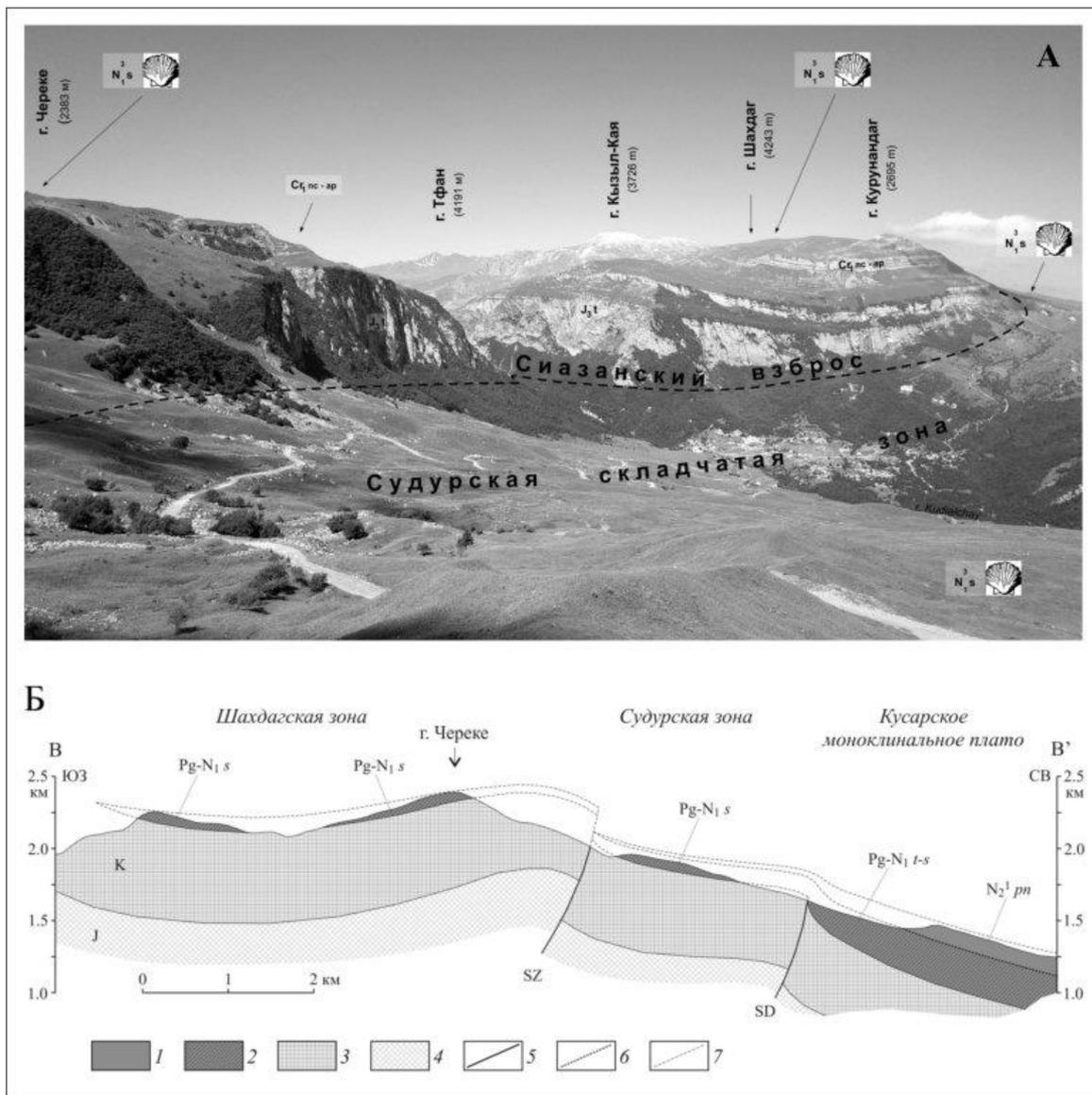


Рис. 3а. Зона Сиазанского взброса на границе Шагдаг-Хизинской и Судурской морфоструктурных зон.

Рис. 3б. Поперечный структурно-геоморфологический профиль В–В' через Боковой хребет (гора Черке) и предгорный участок Кусарского моноклинального плато.

1–4 – отложения: 1 – нижний плиоцен (понт), 2 – палеоген и миоцен (тортон, сармат), 3 – мел, 4 – юра; 5 – разломы достоверные, 6 – поверхности несогласий, 7 – предполагаемые продолжения эродированных частей разреза

Анализ строения речной сети показывает, что реки Самур, Гюльгерычай и Рубас и, начинающиеся в пределах поднятого крыла Самурской зоны разломов, при ее пересечении резко отклоняются к востоку в сторону опущенного крыла, в пределы современного Кусаро-Келегского плато и Самур-Дивичинской низменности (рис. 1). Реки Кусарчай, Кудиалчай, Карачай и Вельвеличай, выходя за пределы складчатого сооружения осевой зоны, при пересечении Сиазанского и Судурского разломов, несколько отклоняются к северо-востоку. Далее в пределах Кусар-Келегского плато и Самур-Дивичинской низменности все они текут по кратчайшему пути к морю. Эти особенности речной сети будут проанализированы в обсуждении результатов.

Анализ плиоцен-четвертичных коррелятных отложений моноклинали Кусаро-Келегского плато

Продуктивная толща. Основание разреза плиоцен-четвертичных отложений моноклинали Кусаро-Келегского плато формируют осадки балаханского возраста (аналог продуктивной толщи Апшеронского полуострова (5.12–2.3 млн лет по [Зубаков, Кочегура, 1973])). Они с несогласием перекрывают морские песчано-глинистые осадки понта, развитые в пределах Судурской и Кусаро-Келегской зон, и представлены континентальными галечно-валунными конгломератами мощностью 150–200 м (рис. 2б), не перспективными для палеомагнитного и фаунистического опробования.

Отложения характеризуются ярко выраженной косо́й слоистостью, речным характером галек и валунов, и фациальный анализ позволяет охарактеризовать отложения продуктивной толщи как первую порцию грубой континентальной молассы ВК и ЮВК.

К северу от Кубинского и Хачмасского разломов в пределах Кусаро-Дивичинского предгорного прогиба мощность отложений продуктивной толщи резко увеличивается до 1000 м и более. Континентальные молассовые фации сменяются здесь на морские песчано-глинистые [Государственная..., 1958; Геологическая карта..., 1976], что говорит о продолжении развития прогиба в раннем плиоцене.

Акчагыльские отложения. На галечно-валунных отложениях продуктивной толщи трансгрессивно с угловым несогласием залегают осадки акчагыльского региояруса. Нами была описана и опробована базальная пачка акчагыльских отложений Келегского плато (Дагестан), а также, вся их толща суммарной мощностью около 250 м на Кусарском плато в районе г. Бол. Сувал (1906 м).

Контакт галечников продуктивной толщи и нижней части отложений акчагыла достаточно резкий: отложения меняют гранулометрический состав до песчано-глинистых с редкими прослоями галечников. Нижняя часть разреза представляет собой контрастное чередование тёмно-серых алевролитистых глин, алевролитов и песков, слабо сцементированных до состояния рыхлых алевролитов и песчаников. Исчезает косая и местами появляется перекрестная слоистость, слои становятся более выдержанными по простиранию и по литологическому составу, присутствуют следы волновой ряби. Гальки в галечных прослоях имеют морской облик: уплощенные и округленные в плане. Эти признаки указывают на формирование нижней пачки отложений акчагыла в условиях литорали с частыми сменами гидродинамического режима. Найденные перламутровые отпечатки и обломки раковин моллюсков семейства Unionidae свидетельствуют о пресноводном характере раннеакчагыльского водоёма. Отложения нижней пачки простираются наиболее высоко в пределах плато, покрывая его высшую точку – отметку 2020 м (рис. 4). Остальная часть разреза на этой высоте, видимо, размывта.

Основная часть разреза характеризуется отсутствием гальки и следов волновой ряби на песке, монотонностью, массивной текстурой отложений, преобладанием тонкого алевролитового и глинистого материала. Здесь нами обнаружены раковины моллюсков – индикаторов акчагыльского морского бассейна *Aktschagylya karabugasica* [Andrusov, 1902], *Aktschagylya cf. subcaspia* [Andrusov, 1902] и *Clessiniola* sp., обилие раковин бентосных фораминифер *Ammonia tepida* [Cushman, 1926]. Представители рода *Ammonia* являются космополитами, обитающими в окраинных частях океанов и морей на глубинах до 30–50 м и репродуцируются при температуре бассейна 17–32°C и солёности 15–40‰. Эти признаки указывают на углубление до сублиторальных значений и осолонение раннеакчагыльского бассейна.

Результаты палеомагнитного опробования показывают устойчивую прямую намагниченность нижней половины разреза. Вкупе с фаунистическими данными, определяющими отложения, как акчагыльские, и общими данными о намагниченности акчагыльских отложений [Храмов, 1963; Трубин, 1977] мы можем утверждать, что формирование нижней части разреза происходило во время палеомагнитной эпохи Гаусс.

В середине разреза отложения грубеют, и снова появляется перекрестная слоистость, что свидетельствует об обмелении осадочного бассейна. Отложения всей верхней половины разреза приобретают характер литоральных: плотные пески и песчаники с перекрестной слоистостью, обломками раковин эндемика акчагыльского морского бассейна – *Cerastoderma cf. dombra* (Juv.) [Andrusov, 1902]. Кровля акчагыльских отложений, обнаруженная нами под горой Бол. Сувал на высоте 1620 м, представлена слоем очень плотного песчаника с карбонатным цементом, перекрытого слоем белой известковистой глины. Материал сильно выветрелый: местами сохранился в виде плотных блоков, а местами – мучнистый и рассыпчатый. Данная толща, вероятно, сформировалась в аридных условиях при затоплении песчаного пляжа лагуной и осаждении в ней карбоната кальция, цементирувавшего верхний слой песка. Верхняя часть верхней пачки отложений акчагыла приобретает устойчивую обратную намагниченность, которую мы склонны связывать с эпохой Матуяма. В свою очередь, это позволяет утверждать, что накопление верхней пачки происходило в эпоху позднего акчагыла, после обмеления бассейна, отмеченного этапом резкого огрубления отложений.

Таким образом, в разрезе акчагыльских отложений Кусарского плато мы можем наблюдать две стадии углубления и обмеления морского бассейна, которые мы склонны связывать с ранне- и позднеакчагыльской трансгрессиями. Кровля отложений акчагыла маркирует этап отступления

морского бассейна, длительного перерыва в осадконакоплении и выветривания, протяженностью во всю раннеапшеронскую эпоху.

Апшеронские отложения венчают разрез моноклинали Кусаро-Келегского плато и выступают в роли бронирующей толщи. Их мощность выдержана в пределах 200–300 м. Отложения приобретают облик грубой галечно-валунной молассы с косою слоистостью и невыдержанной мощностью слоёв, речным характером галек и валунов. В их составе встречаются глинистые сланцы и песчаники Гойтхско-Тфанской и известняки Шахдаг-Хизинской зон, что свидетельствует о размыве последних в апшеронское время. Галечники стали накапливаться в пределах низкой Кусаро-Келегской предгорной равнины в позднеапшеронское время при уровне апшеронского моря, близком к современному [Свиточ, 2014]. Это свидетельствует об огрублении молассы именно в результате активизации орогенных поднятий, а не падения базиса эрозии.

Акчагыльские и Апшеронские отложения Кусаро-Келегского плато выдержаны по мощности на протяжении всей моноклинали в пределах 200–300 м для каждой толщи и падают полого (до 7°) на северо-восток. На основе этих данных мы реконструировали размыве части моноклинали от обрыва куэсты Бол. Сувал в сторону Судурской сладчатой зоны. Реконструкция показывает, что максимальное положение акчагыльских отложений составляет 2500 м (рис. 4). Эти теоретические данные подтверждаются сообщением Е.Е. Милановского о существовании пляжа акчагыльского бассейна на северном склоне г. Шахдаг на высоте около 2500 м [Милановский, 1968]. Максимальные высоты распространения апшеронских отложений кусарской моноклинали в этом случае составляют около 2600 м.

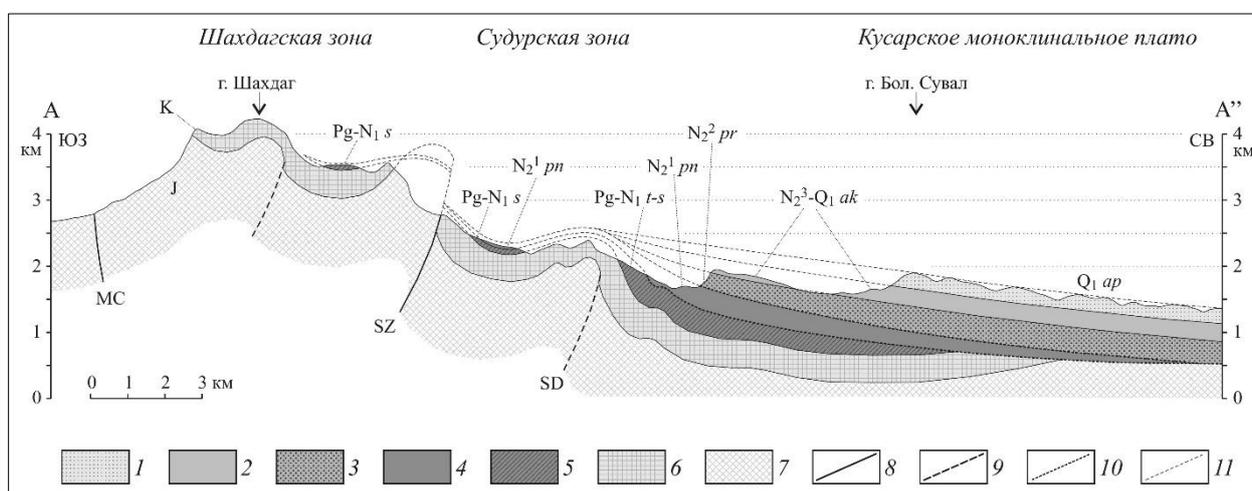


Рис. 4. Поперечный структурно-геоморфологический профиль А-А' через Боковой хребет (гора Шахдаг) и предгорную часть Кусарского моноклинали плато (гора Большой Сувал).

1–7 – отложения: 1 – нижний плейстоцен (апшеронский ярус), 2 – верхний плейстоцен и нижний плейстоцен (акчагыльский ярус), 3 – верхний плейстоцен (продуктивная толща), 4 – нижний плейстоцен (понт), 5 – палеоген и миоцен, 6 – мел, 7 – юра; 8–11 – тектонические нарушения: 8 – разломы достоверные, 9 – разломы предполагаемые или проявленные на поверхности флексурой; 10 – поверхности несогласий, 11 – предполагаемые продолжения эродированных частей разреза

Новейшая тектоника и история плиоцен-четвертичного развития Шахдаг-Кусарского сегмента ЮВК

Морское осадконакопление в осевой зоне ЮВК происходило вплоть до позднего сармата, а в меотисе-понте, по всей видимости, сменилось первыми дифференцированными орогенными поднятиями. Они концентрировались в осевой зоне (Гойтхско-Тфанской и Шахдаг-Хизинской зонах, разделенных разломами зоны Главного Кавказского надвига), ограниченной с севера Сиазанским взбросом. О невысоких скоростях поднятий свидетельствует песчано-глинистый, с небольшим участием конгломератов, характер осадков понтического морского бассейна, покрывавшего Судурскую и Кусаро-Келегскую зоны в опущенном крыле Сиазанского взброса. Большую мощность и грубый характер молассы продуктивной толщи, выполняющей моноклинали Кусаро-Келегского плато и Кусаро-Дивичинский прогиб, также нельзя однозначно связать с поднятиями в области источника сноса. Скорее эти характеристики связаны с глубоким (до – 750 м [Свиточ, 2014]) падением базиса эрозии во время балаханской регрессии. Рельеф Судурской и Кусаро-Келегской зон ЮВК был равнинным с многочисленными глубоко врезаемыми речными долинами, отвечающими низкому уровню воды в каспийских впадинах.

Тонкообломочный характер осадков раннего акчагыла без следов косо́й слоистости, волновой ряби, видовой состав и экология акчагыльских морских моллюсков, бентоса и планктона свидетельствуют о сублиторальных условиях осадконакопления и о резком ослаблении в акчагыльское время эрозионной способности рек. Последнее в свою очередь указывает на поднятие базиса эрозии до +100 м [Свиточ, 2014] в условиях относительного тектонического покоя и отсутствия высокогорного расчлененного рельефа в районе источника сноса. Во время позднего, частично обратно намагниченного, акчагыла бассейн обмелел, однако, всё же покрывал современную территорию Кусаро-Келегского плато и Судурской зоны. Соответственно, формирование описанных нами акчагыльских отложений происходило примерно на современном уровне мирового океана. Их обнаружение на высотах до 2020 м и возможность реконструкции их поднятия до 2500 м делает их самыми высокоподнятыми четвертичными морскими осадками на Кавказе.

Анализ распространения акчагыльских отложений и строения речной сети показывает, что на протяжении акчагыльского времени вся территория современного Кусаро-Келегского плато и Судурской зоны представляла собой морской залив треугольной формы, сформированный в опущенных крыльях Самурской поперечной зоны и Сиазанского взброса. Залив вдавался на 50 км вглубь горной системы и подходил вплотную к Шахдаг-Хизинской складчатой зоне. Все реки как западной, так и южной части региона, впадали в этот залив и впоследствии, по мере отступления его береговой линии, развивали свои русла уже по кратчайшему пути к морю (см. рис. 2а).

Вышележащие отложения позднеапшеронского времени приобретают облик грубой галечно-валунной молассы с косо́й слоистостью и невыдержанной мощностью слоёв. Они накапливались на поверхности Кусаро-Келегской предгорной равнины при уровне моря, близком к современному [Свиточ, 2014]. Это свидетельствует об огрублении молассы именно в результате активизации орогенных поднятий, а не падения базиса эрозии.

Установлено крайне ограниченное распространение апшеронских отложений в поднятом крыле Самурской поперечной зоны разломов и сплошное площадное покрытие верхнеапшеронскими галечниками плоских водоразделов её опущенного Кусаро-Келегского крыла. Галечники залегают трансгрессивно и накапливались в виде предгорного шлейфа на поверхности плоской приморской низменности. Их мощности в пределах плато выдержаны как по падению, так и по простиранию толщи и составляют 150–230 м. Резко (до 1300 м) возрастают лишь мощности морского апшерона в основании Кусаро-Дивичинской низменности [Геология СССР, 1968]. Долины Кусарчая, Кудиалчая, Карачая и их притоков крайне узки и врезаются в моноклираль плато, т.е. сформировались явно позднее накопления верхнеапшеронских галечников. Таким образом, во время их накопления нынешнее Кусаро-Келегское плато представляло собой плоскую, пологонаклонную нерасчлененную аллювиально-пролювиальную приморскую равнину высотой до 200–300 м.н.у.м., аналогичную современной Самур-Дивичинской низменности. В верхнеапшеронское время это была региональная зона аккумуляции моласс, а поднятия в эту эпоху происходили по-прежнему в осевой зоне горного сооружения. Прорезание поверхности предгорной равнины и формирование врезов современных речных долин началось во время короткой Тюркянской регрессии Каспия в начале неоплейстоцена и продолжилось позднее, в Бакинское время, обусловленное уже резким возрастанием энергии рек в связи с некомпенсированными поднятиями в зоне источника сноса. Абразионные террасы тюркянского регрессивного бассейна обнаруживаются на глубинах около 200 м [Янина, 2012]. Бакинские террасы врезаются в поверхность Кусарского плато примерно на такую же глубину в его низкой части и углубляются относительно водоразделов вверх по течению рек, по мере поднятия плато.

Таким образом, можно утверждать, что поднятие акчагыльских морских осадков на высоту низкой предгорной равнины (до 300 м) произошло за апшеронское время (~1,8 – 0,8 млн. л). Поднятие дна акчагыльского моря до высот 2500 м, вычисленных по реконструкции размытой части разреза Кусарского плато, совпадающих с данными [Милановский, 1968], произошло за время с начала среднего плейстоцена. Из этих данных следует, что минимальная скорость четвертичного поднятия горного сооружения составляет 1 мм/год за последние 1,8 млн лет от нижней границы Апшерона с резким ускорением до 2,5 мм/год в среднем плейстоцене – голоцене. Акчагыльские морские осадки, обнаруженные В.Г. Трифоновым и соавторами [Trifonov et al., 2020] на высотах около 1500 м на Карском плато позволяют утверждать, что ЮВК опережает по скорости поднятий Армянское нагорье на 0,4 мм/год в среднем за последние 2,5 млн. лет.

Моноклираль Кусарского плато несогласно перекрывает структуры Кусаро-Дивичинского прогиба, и её кровля, формирующая поверхность плато, не испытала на новейшем этапе никаких отрицательных деформаций. Прогиб, как отрицательная морфоструктура, видимо, ещё существовал в

балаханское время, но не затоплялся морем в силу крайне низкого уровня последнего. Отложения грубой молассы продуктивной толщи, имеющие максимальные (до 1 км) мощности в осевой зоне прогиба, полностью нивелировали его, и вышележащие осадки плиоцен-квартера отлагались уже субгоризонтально (рис. 2б). Таким образом, никаких признаков развития Кусаро-Дивичинского прогиба в современном строении Кусарского моноклиального плато не проявляется. Это свидетельствует о прекращении развития прогиба в плиоцен-квартере и втягивании его в новейшее поднятие ЮВК.

Активизация в плиоцен-квартере Самурской зоны привела к поперечному дроблению Кусаро-Дивичинского прогиба. В западном поднятом крыле новейшее складкообразование создало ряд антиклинальных хребтов на всей поверхности прогиба вплоть до каспийского побережья. В Шагдаг-Кусарском поперечном сегменте основное сжатие реализуется в поднятом крыле Сиазанского взброса в пределах Шагдаг-Хизинской зоны. Новейшая (четвертичная) складчатость проявилась только в узкой Судурской складчатой зоне, где отдельные антиклинальные хребты были подняты до высот более 3000 м. В опущенном Кусаро-Келегском крыле поперечное сжатие, видимо, демпфируется подвижками по Сиазанскому и Судурскому взбросам, за счет чего сформировались условия тектонической тени, и Кусаро-Келегская моноклиаль не испытала новейших пликативных или дизъюнктивных деформаций. Эти признаки, наряду с описанными выше неоднородными деформациями Шагдагского массива, дают нам основание предполагать масштабные взбросовые и праводвиговые смещения в Самурской поперечной зоне.

Поскольку поверхность Кусаро-Келегского плато не нарушена новейшими дифференцированными движениями, мы приходим к выводу, что к его воздыманию на 2000–2500 м за период с начала среднего плейстоцена привело общее поднятие Кавказской горной страны. Этот процесс почти на 10 млн лет отстает от пика максимального сжатия и коллизии, пришедшегося, по многочисленным оценкам, на сарматскую эпоху. Коллизионные деформации этой эпохи не привели к формированию высоких гор. Это явление ярко демонстрирует Северо-Западный Кавказ – зона полной линейной складчатости с развитым инверсионным, то есть не молодым, складчатым рельефом, не превышающим по средним высотам орогена низкогорных значений [Трихунков, 2016; Трихунков и др., 2019]. Причиной поднятий, не связанных напрямую с коллизионным сжатием, могло быть воздействие активной астеносферы закрывшегося Тетиса, распространившейся под орогенический пояс: изостатическая реакция на разуплотнение верхов мантии в результате частичного замещения литосферной мантии астеносферой и низов коры в результате ретроградного метаморфизма под воздействием охлажденных астеносферных флюидов [Трифонов и др., 2012].

Выводы

1. Новейшие поднятия Юго-Восточного Кавказа начались не ранее верхнего сармата. Вплоть до четвертичного времени они концентрировались в его осевой зоне и не достигали высокогорных значений. Вся зона северного крыла горного сооружения располагалась на низменных высотах и неоднократно затоплялась морем вплоть до апшеронского времени.

2. Кусаро-Дивичинский прогиб прекратил своё развитие в плиоцен-квартере. Активизация Самурской зоны привела к поперечному дроблению прогиба взбросовыми и праводвиговыми деформациями. В западном поднятом крыле новейшее складкообразование проявилось на всей поверхности прогиба вплоть до каспийского побережья. В восточном Шагдаг-Кусарском поперечном сегменте основное сжатие реализовалось в поднятом крыле Сиазанского взброса в пределах Шагдаг-Хизинской зоны. Антиклинальные хребты сформировались и были подняты до высот более 3000 м только в узкой Судурской складчатой зоне. В опущенном Кусаро-Келегском крыле поперечное сжатие было демпфировано подвижками по Сиазанскому и Судурскому взбросам, за счет чего в условиях тектонической тени Кусаро-Келегская моноклиаль не испытала новейших пликативных или дизъюнктивных деформаций и была втянута в общее новейшее поднятие ЮВК.

3. Поднятие акчагыльских морских осадков на высоту низкой предгорной равнины (до 300 м) произошло за апшеронское время (~ 1,8–0,8 млн. л). Поднятие дна акчагыльского моря до высот 2500 м произошло за время с начала среднего плейстоцена. Минимальная скорость четвертичного поднятия горного сооружения ЮВК составляет 1 мм/год за последние 1,8 млн лет от нижней границы апшерона с резким ускорением до 2,5 мм/год в среднем плейстоцене – голоцене, превышая скорость поднятия Армянского нагорья на 0,4 мм/год.

4. К воздыманию Кусаро-Келегского плато на 2000–2500 м за период с начала среднего плейстоцена привело общее поднятие Кавказской горной страны. Этот процесс почти на 10 млн лет отстает от сарматского пика максимального сжатия и коллизии. Коллизионные деформации этой

эпохи не привели к формированию высоких гор. Причиной четвертичных поднятий мы считаем описанное В.Г. Трифоновым и соавторами воздействие активной астеносферы закрывшегося Тетиса, распространившейся под орогенический пояс: изостатическая реакция на разуплотнение верхов мантии в результате частичного замещения литосферной мантии астеносферой и низов коры в результате ретроградного метаморфизма под воздействием охлажденных астеносферных флюидов [Трифонов и др., 2012].

Финансирование

Все структурно-геологические и геоморфологические исследования выполнены при поддержке гранта РФФ № 17-17-01073. Работы в части исследований стратиграфии коррелятивных отложений, их палеомагнитного и фаунистического датирования выполнялись в рамках проекта РФФИ № 18-00-00977.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрусов Н.И. 1902. Материалы к познанию Прикаспийского неогена. Акчагыльские пласты // Труды Геол. ком. Т. 15, (4).
2. Будагов Б.А. О характере новейших тектонических движений в районе Шахдагского массива (Юго-Восточный Кавказ) в связи с находкой верхнесарматской фауны // Дан СССР. 1964. Т. 155 (2).
3. Дотдугев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 5. С. 94–106.
4. Дотдугев С.И. Мезозойско-кайнозойская геодинамика Большого Кавказа // Геодинамика Кавказа / Ред. А.А. Белов, М.А. Сатиан. М.: Наука. 1989. С. 82–91.
5. Геология СССР. Том 9. Северный Кавказ. Часть 1. Геологическое описание / Ред. В.Л. Андрущук, А.Я. Дубинский и В.Е. Хаин. Москва: Недра. 1968. 760 с.
6. Государственная геологическая карта СССР / Ред: Цибовский Н.И.. 1:200 000, Серия Кавказская. К-39-ХІХ, ХХ, Москва. 1958.
7. Геологическая карта Кавказа. Масштаб 1:500000 / Ред. Д.И. Наливкин. Мин. Гео. СССР. 1976 г.
8. Зубаков В.А., Кочегура В.В. Хронология новейшего этапа геологической истории СССР // Хронология плейстоцена и климатологическая стратиграфия. Л.: ВГО. 1973. С. 15–27.
9. Кенгерли Т.Н. Погребенные мезозойские структуры Большого-Кавказа в пределах Гусар-Девичинского наложенного прогиба. “Azərbaycanda geofizika Yenilikləri”. 2007. № 2. С. 31–34.
10. Маринин А.В., Расцветаев Л.М. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. – М.: Изд. ИФЗ. 2008. С. 191–224.
11. Милановский Е.Е., Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра. 1968. 483 с.
12. Милуков В.К., Миронов А.П., Рогожин Е.А., Стеблов Г.М. Оценки скоростей современных движений Северного Кавказа по GPS наблюдениям // Геотектоника. 2015. № 3. С. 56–65.
13. Попков В.И. Чешуйчато-надвиговое строение Северо-Западного Кавказа // Доклады Академии наук. 2006. Т. 411, (2). С. 223–225.
14. Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Позднеальпийские дизъюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа // Физика Земли. 2010. № 5. С. 31–40.
15. Рогожин Е.А., Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Овсяченко А.Н., Андреева Н.В., Харазова Ю.В. Структура и современная геодинамика мегантиклинория Большого Кавказа в свете новых данных о глубинном строении // Геотектоника. 2015. № 2. С. 36–49.
16. Свиточ А.А. Большой Каспий: строение и история развития / Моск. гос. ун-т им. М.В. Ломоносова, Геогр. фак. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2014. 271 с.
17. Трифонов В.Г., Иванова Т.П., Бачманов Д.М. Новейшее горообразование в геодинамической эволюции центральной части Альпийско-Гималайского пояса // Геотектоника. 2012. № 5. С. 3–21
18. Трихунков Я.И., Бачманов Д.М. Современные структуры выжимания в осевой зоне Западного Кавказа (хребет Ачишхо) // Вторая молодежная тектонофизическая школа-семинар. Современная тектонофизика. Методы и результаты. М.: ИФЗ РАН. 2011. Т. 1. С. 270–273.
19. Трихунков Я.И. Неотектонические преобразования кайнозойских складчатых структур Северо-Западного Кавказа // Геотектоника. 2016. № 5. С. 67–81

20. *Трихунков Я.И., Бачманов Д.М., Гайдаленок О.В., Маринин А.В., Соколов С.А.* Новейшее горообразование в зоне сочленения структур Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области // *Геотектоника*. 2019. № 4. С. 78–99
21. *Трубихин В.М.* Палеомагнетизм и стратиграфия акчагыльских отложений Западной Туркмении. М.: Наука. 1977. 79 с. [Тр. ГИН. Вып. 301].
22. *Хаин В.Е., Попков В.И., Юдин В.В., Чехович П.А.* Основные этапы развития Черноморско-Каспийского региона // *Экологический вестник научных центров Черноморского экономического сотрудничества*. Краснодар. 2006. № 2. С. 98–106.
23. *Храмов А.Н.* Палеомагнитные разрезы плиоцена и постплиоцена Апшероно-Закаспийской области и их корреляция // *Палеомагнитные стратиграфические исследования*. Л.: Гостоптехиздат. 1963. С. 220–263.
24. *Шемпелев А.Г., Заалишвили В.Б., Кухмазов С.У.* Глубинное строение западной части Центрального Кавказа по геофизическим данным. *Геотектоника*. 2015. № 5. С. 20–29.
25. *Яковлев Ф.Л.* Опыт построения сбалансированной структуры восточной части альпийского Большого Кавказа по данным количественных исследований линейной складчатости // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2012. В. 19, (1). С. 191–214.
26. *Янина Т.А.* Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Географический факультет МГУ. 2012. 264 с.
27. *Kangarli T.N., Kadirov F.A., Yetirmishli G.J., Aliyev F.A., Kazimova S.E., Aliyev A.M., Safarov R.T., Vahabov U.G.* Recent geodynamics, active faults and earthquake focal mechanisms of the zone of pseudosubduction interaction between the Northern and Southern Caucasus microplates in the southern slope of the Greater Caucasus // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2018. V. 9, (4). 1099–1126. doi: 10.5800/GT-2018-9-4-0385
28. *Mumladze T., Forte A.M., Cowgill E.S., Trexler C.C., Niemi N.A., Yikilmaz M.B., Kellogg L.H.* Subducted, detached, and torn slabs beneath the Greater Caucasus. *GeoResJ*. 2015. 5. P. 36–46.
29. *Philip H., Cicternas A., Gvishiani A., Gorshkov A.* The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision // *Tectonophysics*. 1989. 161 (1–2). P. 1–21.
30. *Trifonov V.G., Simakova A.N., Çelik H., Tesakov A.S., Shalaeva E.A., Frolov P.D., Trikhunkov Ya.I., Zelenin E.A., Aleksandrova G.N., Bachmanov D.M., Latyshev A.V., Ozherelyev D.V., Sokolov S.A., Belyaeva E.V.* The Upper Pliocene – Quaternary geological history of the Shirak Basin (NE Turkey and NW Armenia) and estimation of the Quaternary uplift of Lesser Caucasus // *Quaternary International*. 2020. V. 546. P. 229–244.

Научное издание

**Пятая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН.
Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле:
Материалы докладов всероссийской конференции с
международным участием**

Отпечатано в ИАЦ ИФЗ РАН
Большая Грузинская ул., 10
Тираж 25 экз. Усл-печ л. 75.