

Отчет о выполнении проекта РФФИ № 20-55-56004
«Неотектоника и сейсмоструктурная область тройного сочленения складчато-надвиговых поясов
Эльбурса, Загроса и Малого Кавказа и ее соотношения с Южно-Каспийской впадиной»
в 2021 году

Аннотация, публикуемая на сайте РФФИ

Поскольку в 2021 г. Иран был закрыт для иностранных работ из-за эпидемиологических ограничений, исследования по проекту были сосредоточены на обработке материалов, ранее полученных совместно российскими и иранскими участниками проекта, а также анализе дистанционных и опубликованных материалов. В результате выполненных исследований подтверждена транспрессивная кинематика (сочетание поперечного сжатия с продольным левым сдвигом) развития структуры хребта Эльбурс в новейшее время и современную эпоху; детально изучено неоген-четвертичное развитие прибрежной области между Эльбурсом и Южно-Каспийской впадиной; собраны и обобщены данные о морских акчагыльских отложениях Северного Ирана для введения этих данных во всестороннее геологическое и биотическое исследование акчагыльской трансгрессии Каспийского региона. В ходе изучения прибрежной области между Южным Каспием и Эльбурсом выполнены описание структуры и разрезов, палеонтологическое и магнито-стратиграфическое датирование неоген-четвертичных отложений. Показано, что западный и восточный сегменты этой области по-разному развивались в позднем кайнозое. На западе морское осадконакопление не проникало за пределы прибрежной равнины в соседнюю пониженную часть Эльбурса в плиоцен-четвертичное время. Это указывает на стабильность границы морского бассейна или его наступление из-за абразии склонов Эльбурса. На востоке выделяется предгорная ступень, ограниченная надвигами. В миоцене на предгорной ступени происходило морское осадконакопление. В конце миоцена осадки были смяты и позднее эродированы. Морские акчагыльские отложения накапливались на северном краю предгорной ступени в пьенци-гелазии. Движения по пограничному Хазарскому разлому подняли эти отложения на высоту 120–150 м и изолировали предгорную ступень от прибрежной равнины. Таким образом, в восточной части побережья с позднего миоцена происходило разрастание Эльбурса за счет Южно-Каспийской впадины. Различия западной и восточной частей южного побережья обусловлены особенностями развития Южно-Каспийской впадины. До позднего миоцена впадина была единым остаточным бассейном Паратетиса. В плиоцен-четвертичное время восточная часть впадины заполнилась осадками мощностью до 6 км и сохранила утоненную континентальную кору мощностью 30–37 км с осадочным чехлом до 16 км. Западная часть впадины заполнилась осадками мощностью не менее 10 км и приобрела черты впадины с субокеанической корой, где поверхность Мохоровичича находится на глубине 28–30 км при мощности чехла более 20 км.

Заявленные цели проекта на период, на который предоставлен грант

Цель проекта – исследовать активные разломы, новейшую структуру и историю неоген-четвертичного развития области тройного сочленения складчато-надвиговых поясов Эльбурса, Загроса и Малого Кавказа, определить на этой основе геодинамические условия формирования структуры и сейсмогенерирующие зоны. Для достижения этой цели будут решаться следующие задачи. (А) Выявление (или уточнение расположения) и параметризация (оценка строения, кинематики, амплитуд смещения и соотношений с данными о сейсмичности) крупнейших зон активных разломов. (В) Выявление и параметризация элементов новейшей структуры, их выражения в рельефе, характера деформаций и смещений, определение соотношений между неотектоническими формами и зонами, структурного положения вулканических образований. (С) Восстановление истории формирования новейшей структуры, геодинамической обстановки на разных стадиях неотектонического развития и параметров современной геодинамики как

результата развития структуры. (D) Выделение главных сейсмогенерирующих зон и определения максимальной возможной магнитуды землетрясений в этих зонах.

Первый год. Предварительный анализ дистанционных материалов, геологических и топографических данных. Совместное с иранскими участниками проекта полевое изучение активных разломов, позднекайнозойских структур и отложений северного и восточного флангов Талышского малого синтаксиса и вулканического центра Сабалан в его центре западнее г. Ардебиль, а также района от г. Ардебиль на юг до с. Ахадсарад (восточнее г. Мияне), где восточный фланг Талышского синтаксиса сочленяется с горным складчато-надвиговым поясом Эльбурса. Обработка полученных материалов. Оценка роли развития горно-складчатых поясов Эльбурса и Талыша в формировании Южно-Каспийской впадины.

Полученные за период, на который был предоставлен грант, результаты

Из-за КОВИДных ограничений территория Ирана оказалась в 2021 закрытой для полевых работ. Даже если бы нам удалось прилететь в Тегеран, мы не смогли бы достигнуть мест полевых работ и осуществить их, поскольку из-за тех же ограничений было закрыто перемещение между провинциями Ирана. Соответственно, оказались недостижимыми важнейшие ожидаемые результаты, опиравшиеся на материалы полевых исследований.

Поэтому мы были вынуждены полностью переделать план работ на 2021 г., сохранив общую цель и задачи проекта. Переделанный план работ предусматривал решение трех задач: (1) анализ дистанционных материалов, геологических и топографических данных, в том числе материалов, полученных в 2018 г. в ходе совместных полевых работ российских и иранских участников проекта, с целью определения основных элементов новейшей структуры и активной тектоники Эльбурса; (2) плиоцен-четвертичное развитие прибрежной области между новейшим горно-складчатым сооружением Эльбурса и Южно-Каспийской впадиной как отражение их геодинамического взаимодействия, по данным полевых исследований российских и иранских участников проекта в 2018 г.; (3) сбор материалов по акчагыльским отложениям иранского обрамления Южного Каспия как часть исследования и синтеза данных о тектонических, седиментологических и биотических аспектах акчагыльской трансгрессии Каспийского региона.

Решение трех указанных задач дало следующие основные результаты.

(1) Мезозойско-кайнозойская тектоническая зональность Эльбурса – Южного Каспия как части Черноморско-Кавказско-Каспийского региона и тектоническое развитие Эльбурса, завершившееся формированием горно-складчатого сооружения в миоцене, были исследованы и опубликованы нами ранее (Трифонов и др., 2020). В результате работ 2021 г. были обобщены данные о неотектонике и современной геодинамике Эльбурса. Современная структура Эльбурса развивается в условиях трансгрессии (Jackson et al., 2002; Guest et al., 2006). Об этом свидетельствует кинематика активных разломов (рис. 1 в Приложении). Впервые выделивший их М. Берберян (Berberian, 1976) отметил по ним взбросовые смещения. Позднее выяснилось, что большинство крупных продольных разломов Эльбурса и его южных подножий имеют левосдвиговую компоненту смещений, которая близка к вертикальной по амплитуде или превосходит ее (Berberian et al., 1992; Allen et al., 2003; Vachmanov et al., 2004). Высказано мнение (Allen et al., 2003), что сочетание поперечного укорочения с левым сдвигом было характерно для всего позднекайнозойского этапа развития Эльбурса, начало которого цитируемые авторы предположительно относят к среднему миоцену. Они оценивают позднекайнозойский левый сдвиг только по разлому Моша в 30–35 км, а суммарное поперечное укорочение хребта на меридиане Тегерана в 30 км, допуская, что часть этого укорочения могла реализоваться поддвигом Южно-Каспийской впадины под Средний Каспий. Результаты GPS измерений подтверждают трансгрессивную модель (Vernant et al., 2004; Djamour et al., 2010; Mousavi et al., 2013; Khorrami et al., 2019). По результатам геодезических измерений 2001–2002

гг. современная скорость меридионального укорочения Эльбурса оценена в 5 ± 2 мм/год при суммарной скорости левого сдвига 4 ± 2 мм/год (Vernant et al., 2004). Современная высокая тектоническая активность Эльбурса отмечена рядом сильных землетрясений с магнитудами M_s до 7.4.

На северной границе Эльбурса особенно важен Хазарский активный разлом, протягивающийся вдоль границы Эльбурса и прибрежной равнины (рис.2 в Приложении). Разлом разделяется на простирающийся на ЗСЗ Западный сегмент и простирающийся на ВСВ Восточный сегмент. Граница сегментов приходится на русло р. Бабол между г. Амол и с. Ростам Кола. Западный сегмент разлома повсеместно выражен в рельефе уступом (Talebian et al., 2013). Назари и его соавторы (Nazari et al., 2021,2) определяют разлом как надвиг, наклоненный на юг под углом $\sim 34^\circ$. Скорость вертикального перемещения оценена в 2 ± 0.5 мм/год по смещению датированной низкой террасы. Соответственно, скорость горизонтального перемещения по надвигу составляет ~ 3 мм/год, а скорость перемещения по восстанию надвига – 3.6 мм/год. Часто разлом скрыт осадочным чехлом и выражен на поверхности приразломными деформациями чехла или надразломной складкой. В восточном сегменте разлом часто скрыт, образует прерывистый ряд линейных сегментов и выражен надразломными складками (Ghassemi, 2005).

Характер смещений в разных сегментах Хазарского разлома зависит от их простираения (Rashidi, 2021). Если в Восточном сегменте восток-северо-восточного простираения преобладает левый сдвиг, то в Западном сегменте доминируют взбросо-надвиговые смещения. На основе блокового моделирования результатов GPS измерений (Djamour et al., 2010) скорость левого сдвига по Восточному сегменту разлома Хазар оценена в ~ 5 мм/год при скорости поперечного укорочения 2–3 мм/год; по Западному сегменту скорость левого сдвига сокращается до 1.8 мм/год при скорости укорочения ~ 6 мм/год. Последующие GPS измерения (Khorrami et al., 2019) показали, что в Восточном Эльбурсе сдвиговые перемещения доминируют и достигают скорости ~ 8 мм/год по левым сдвигам северо-восточного простираения, тогда как нормальное к хребту укорочение за счет взбросо-надвиговой компоненты движений происходит со скоростью ~ 2 мм/год, а в Западном Эльбурсе левый сдвиг по разломам северо-западного простираения имеет скорость ~ 5 мм/год при скорости нормального к хребту укорочения ~ 5 –7 мм/год.

(2) Южная часть Каспийского моря образует Южно-Каспийскую впадину, днище которой на западе впадины находится на максимальных для Каспия глубинах до 980 м ниже уровня моря (рис. 2 в Приложении). Южнее располагается горный хребет Эльбурс с высотами до 3500–4000 м. Между складчато-надвиговым сооружением Эльбурса и Южно-Каспийской впадиной протягивается узкая прибрежная полоса, сложенная преимущественно верхнечетвертичными отложениями (рис. 3 в Приложении). Эта полоса варьирует по ширине от первых километров до 20 км и расширяется до 30 км в районе г. Решт на западе и 40 км между г. Амол и г. Сари на востоке. В исследовании неоген-четвертичного развития прибрежной полосы и северных предгорий Эльбурса, помимо членов научного коллектива проекта, участвовали Е.А. Зеленин (ГИН РАН, участие в полевые работы 2018 г. и обработке полевых материалов), Л.А. Головина (ГИН РАН, определение неогеновых фораменифер), С.В. Попов (ПИН РАН, определение неогеновых морских моллюсков и уточнение стратиграфии неогена района исследований) и А.В. Латышев (ИФЗ РАН, определение остаточной намагниченности плиоцен-четвертичных отложений). В ходе исследований применялись в комплексе методы структурной геологии и геоморфологии, изучения активных разломов и новейших деформаций, послойного описания разрезов, воссоздания условий осадконакопления, датирования пород путем определения палеонтологических находок и остаточной намагниченности. Выполнено сравнение развития прибрежной полосы и северных предгорий Эльбурса на западе в районе г. Решт и на востоке между с. Аламде и г. Горган

Район г. Решт. Прибрежная равнина слабо дифференцирована по высоте и полого повышается к горам от современной береговой линии –26 м до ~ 10 м a.s.l.. Врезы современных рек крайне невелики. Западнее г. Решт приповерхностная часть равнины сложена глинами

лагунного типа (s 5 на рис. 1). Результаты бурения, выполненного в 1945–1946 гг. возле г. Бандар-е Анзали, показали присутствие плейстоценовых морских осадков. Скважина была остановлена на глубине 300 м в мощной толще бакинских (?) морских отложений (Саидов, Кучапин, 1955). Прибрежная равнина нарушена продольными разломами и местами отделена разломами от горного сооружения. Разломы выражены прямолинейными уступами поверхности. Один из таких разломов простирается на ВЮВ и в s 4 образует сглаженный уступ с поднятым на 5–6 м южным крылом. Разлом прослеживается на ЮВ к руслу р. Сефид-Руд. На ее западном берегу разлом ограничивает прибрежную равнину и выражен складчатым изгибом южного крыла, в котором описан разрез Джукул Бандан (s 6, 37.12297° с.ш.; 49.661202° в.д.; Н=90 м). Разрез видимой мощностью 18–20 м сложен чередованием песков, глин и алевролитов с пластом хорошо окатанного уплощенного галечника (2 м) в 3–5 м от кровли (рис. 4 в Приложении). По составу отложений и характеру слоистости описанный разрез представляет дельтовые фации высокой террасы р. Сефид-Руд. Судя по слабой консолидации осадков, разрез может относиться к квартеру. Большая часть разреза демонстрирует нормальную намагниченность, но присутствие обратно намагниченных слоев в низах и верхах разреза указывает на его принадлежность нижнему плейстоцену. Разрез может коррелироваться с одним из крупных нормально намагниченных эпизодов, Харамильо или Олдувай, и соседними интервалами эпохи Матуяма, т.е. принадлежать калабрию или самым верхам гелазия.

Выше по течению р. Сефид-Руд, в высокой террасе западного борта долины описан разрез (s 18; 36.881096° с.ш.; 49.496066° в.д.; Н=166 м), в котором выше андезитовых порфиритов эоцена и маломощной (до 1 м) линзы загипсованного алевролита плиоцена залегает толща аллювиальных галечников с мощными линзами суглинка. Мощность толщи 40–45 м. Она слабо сцементирована и, вероятно, принадлежат квартеру.

Далее к югу находится обширная внутригорная впадина водохранилища Манджил. Она ограничена с севера разломом широтного (до ЗСЗ–ВЮВ) простиранья. В зоне разлома (s 15) породы рассланцованы, брекчированы и изменены до зелено-сланцевой фации метаморфизма. На борту впадины вблизи разлома (s 12; рис. 5 в Приложении) обнажены красноцветные песчаники, гравелиты, реже конгломераты и глинистые сланцы, сопоставляемые нами с Верхней красноцветной формацией миоцена. Выше залегает мощная обломочная толща, заполняющая впадину. В ее восточной части южнее г. Манджил (s 9; 36.7073° с.ш.; 49.414922° в.д.; Н=346 м до 36.708609° с.ш.; 49.419672° в.д.) описан разрез впадины (рис. 6 в Приложении). Он представлен слоистыми, в отдельных пластах тонкослоистыми, со знаками ряби песчаниками и алевролитами видимой мощностью 70–75 м, выше которых залегают слоистые конгломераты с песчаными прослоями общей мощностью до 50 м. По составу отложений и характеру слоистости толща песчаников и алевролитов представляет озерные и аллювиальные осадки, существенно более консолидированные, чем отложения разрезов s 6 и s 18. Эти осадки залегают выше миоценовой красноцветной формации и перекрыты менее уплотненным валунно-конгломератовой толщей, сходной с четвертичными отложениями s 18. Поэтому мы предположительно относим толщу песчаников и алевролитов к плиоцену. Толща показывает нормальную намагниченность с двумя интервалами обратной полярности. Мы предположительно коррелируем эти слои с палеомагнитной эпохой Гаусса, содержащей эпизоды Каена и Маммот, т.е. с верхним плиоценом. В южном крыле северного пограничного разлома западнее долины р. Сефид-Руд слои красноцветной формации и верхнеплиоценовой толщи круто наклонены на юг. К югу слои этой толщи все более выполаживаются. На значительной части впадины они залегают горизонтально или очень полого наклонены к центру впадины. Севернее описанного разреза s 9 толща образует пологую антиклиналь. В s 10 наблюдается взброс, наклоненный на север под углом 30° и сопровождающийся приразломной деформацией.

Итак, на участке каспийского побережья в районе г. Решт плиоцен-четвертичные отложения внутри горного сооружения представлены аллювиальными и озерными фациями. Морские отложения обнаружены только в пределах прибрежной равнины. Значительная часть

границы прибрежной равнины и гор образована разломами с поднятым горным крылом, но местами представляет собой эрозионный уступ. В строении склона Эльбурса отсутствует предгорная область, которую можно было бы интерпретировать как разрастание горного сооружения за счет морской впадины. Незначительная высота северного склона Эльбурса вблизи прибрежной равнины является результатом эрозии. Такие соотношения указывают на постоянство границы морской впадины и горного сооружения или наступление моря на горы с абразией побережья.

Район между с. Аламде и г. Горган. На прибрежной равнине морские отложения, кроме осадков голоценового пляжа, не обнаружены. Однако скважина, пробуренная в г. Бандар Торкаман на юго-западном краю Южно-Каспийской впадины в 1945–1946 гг., вскрыла морские отложения мощностью более 1000 м (Саидов, Кучапин, 1955). Цитируемые авторы отнесли эти отложения к бакинскому региоярису (низы среднего плейстоцена), но, скорее всего, среди них присутствует и нижний плейстоцен.

Прибрежная равнина расположена на высотах от современного уровня Каспия (–26 м) до 40 м a.s.l. Восточная часть Эльбурса характеризуется высотами от 1200 м на северном склоне до 3000 м в осевой части. Между хребтом и прибрежной равниной выделяется предгорная ступень. Ее вершинная поверхность, рассеченная речными долинами, варьирует от ~200 до 1000 м a.s.l., в целом повышаясь к югу (рис. 7 в Приложении). Предгорная ступень отделена от прибрежной равнины Хазарским активным сдвиго-надвигом, а от горного хребта уступом новейшего разлома, также имеющего надвиговую составляющую смещений. Севернее г. Пол-е Сефид мраморизованные юрские известняки Эльбурса полого надвинуты по разлому на меловые отложения предгорной ступени (Саидов, Кучапин, 1955).

Предгорная ступень сложена породами мела, миоцена, плиоцена и квартера (рис. 8 в Приложении). В ходе выполненного исследования уточнена стратиграфия миоценовых отложений и дано ее палеонтологическое обоснование, отправной точкой для которых послужили работы советских геологов в Северной Иране в 1945–1946 гг. (Саидов, Кучапин, 1955). В итоге, разрез отложений предгорной ступени представляется следующим образом.

Меловые отложения мощностью до 1400 м залегают на мраморизованных известняках верхней юры и сложены известняками с пачками песчаников и глин и прослоями конгломерата внизу и вверху толщи. В нижней половине толщи отмечены находки иноцерамов апт-альба, а вверху – иноцерамов и фораменифер кампана-маастрихта и выше фораменифер датского яруса.

Нижний миоцен мощностью ~100 м несогласно залегают на меловых отложениях и сложен глинами с прослоями песчаника. Обнаружены моллюски, характерные для верхней части майкопского региояруса – сакараула (20.5–19 млн л.). Среди найденного наннопланктона идентифицирован вид *Triquetrorhabdulus challengerii* Perch-Nielsen, имеющий стратиграфический диапазон внутри нижнемиоценовых зон NN1–NN2.

Средний миоцен представлен чокракским, караганским, конкским и сарматским региоярусами. Чокрак мощностью до 100 м характеризуется фациальной изменчивостью и сложен в одних местах морскими глинами, песчаниками мергелями и известняками, а в других пестроцветными песчаниками и песчанистыми глинами флювиального происхождения. Морские отложения содержат характерные чокракские формы двустворок и гастропод (Саидов, Кучапин, 1955). Караган мощностью от 74 м до 110 м сложен алевролитами с прослоями песчаника, а также известняка в верхах восточных разрезов. Нижняя часть региояруса выделяется по присутствию многочисленных характерных двустворок и более редких гастропод. Верхний подъярус также присутствует и идентифицирован по находкам характерных форм рода *Savanella*. Конка мощностью 78 м в скважине возле г. Кемшар, вероятно, в значительной мере эродирована сарматской трансгрессией. Ее остатки сложены глинами с прослоями песчаника и реже известняка и представлены только барниевыми слоями.

Сармат наиболее распространен в пределах предгорной ступени и представлен нижним, средним и, возможно, верхним региональными подъярусами. Нижний сармат мощностью от 70–75 м до 100–140 м сложен чередованием глин и песчаников с прослоями известняка. Песчаники нижнего сармата рек Бабол и Талар содержат формы, характерные для полузамкнутого сарматского водоема, но наряду с ними встречены *Tellina* (*Laciolina*) cf. *pretiosa* Eichwald и *Varicorbula gibba* Olivi, известные лишь в более полигалинных отложениях. Эти два вида моллюсков и состав наннопланктона указывают на влияние канала сообщения с водами Средиземного моря и/или Индийского океана. Средний сармат сложен чередованием алевритов и песчаников с прослоями известняка и бурого угля. Мощность возрастает с запада на восток от 130 м возле с. Аламде до 450 м между р. Теджен и г. Нике. Вместе с типичными среднесарматскими формами встречены относительно полигалинные *Parvicardium* ex gr. *exiguum*, *Cultellus* sp., *Varicorbula gibba*, неизвестные в типичном среднем сармате. В тех же слоях определен наннопланктон, который также указывает на поступление морских водных масс из открытых бассейнов. К верхнему сармату, выделяемому предположительно из-за скудного палеонтологического обоснования, Саидов и Кучапин (1955) отнесли чередование глин, песчаников и конгломератов мощностью до 200 м. Содержание конгломератов уменьшается к северу.

На северо-востоке предгорной ступени обособляется полоса выходов верхнеюрских мраморизованных известняков и древних метаморфических пород, которые по аналогии с метаморфическими породами окрестностей г. Лахиджан в Западном Эльбурсе и района Торуд-Дирджманд могут быть датированы вендом – ранним кембрием (Moghadam, Stern, 2014). Структурные соотношения юры и древних пород с отложениями других частей предгорной ступени неясны; на Геологической карте Ирана (Geological map of Iran, sheet 2, 1977) показано трансгрессивное налегание на них меловых отложений.

Меловые и миоценовые отложения предгорной ступени были смяты в субширотные линейные складки в конце миоцена. Тогда же, вероятно, произошло поднятие северо-восточной части будущей предгорной ступени. В раннем плиоцене при значительном падении уровня Каспия возвышавшиеся в рельефе антиклинали были эродированы, и на выравненную поверхность северного края предгорной ступени проникли воды акчагыльской трансгрессии Каспийского моря. Разрезы акчагыла (s S1, S2 b S3), сложенные глинами, алевритами и песчаниками, содержат характерную фауну акчагыльских моллюсков: *Potamides caspius* Andrussow, *Aktschagyliia subcaspia* (Andrussow), *A. Karabugasica* (Andrussow), *A. Venjukovi* (Andrussow), *Cerastoderma dombra* (Andrussow). Наиболее полный акчагыльский разрез мощностью 300–330 м описан вблизи Хазарского разлома южнее с. Аламде (s S1; 36.551308° с.ш.; 51.807847° в.д.; Н=153 м; Саидов, Кучапин, 1955). Здесь на акчагыльских отложениях согласно залегает толща мощностью 250–300 м глин и алевритов с пластом конгломерата в основании и редкими прослоями песчаника. В толще найдены характерная апшеронская форма *Apscheronia colvescens* Andrussow и *Monodacna* sp.

Нами описан разрез акчагыльских отложений восточнее г. Сари возле с. Сурек (s 37; 36.588845° с.ш.; 53.210283° в.д.; Н=45 м). Разрез мощностью 11 м сложен песками, выше глинами с пластом (~1 м) известняка между ними и перекрыт лёссом с прослоем темно-бурой палеопочвы и современной почвой общей мощностью до 4 м (рис.9 в Приложении). Все отложения этого разреза показывают нормальную намагниченность кроме узкого интервала обратной полярности в нижней части. Мы предположительно сопоставляем их с палеомагнитной эпохой Гаусс и определяем их как нижнеакчагыльские (~3.2–2.6 млн лет). Лессовидные суглинки принадлежат палеомагнитной эпохе Брюнес (средний–верхний плейстоцен).

В более южных частях предгорной ступени морской акчагыл неизвестен. В высоких террасах на склонах крупных речных долин сарматские и более древние отложения несогласно перекрыты полого залегающими аллювиальными галечниками, песками и суглинками. На водоразделах обнажены лессовидные суглинки, достигающие особенно большой мощности к

ЮЗ от г. Горгана. В 3 км юго-западнее г. Горган, в карьере на окраине с. Саадабад (s 34; 36.828982° с.ш.; 54.382851° в.д.; Н=114 м) стенки карьера сложены лессовидными суглинками с горизонтами палеопочвы и прослоями галечника в нижней части. Мощность 25 м. Нами найдены наземные моллюски: *Pomatias hyrcanum* (Martens), *Caspicyclotus sieversi* (L. Pfeiffer), *Geminula didymodus* (O. Boettger), *Geminula cf. ghilanensis* (Issel), *Drusia ibera* (Eichwald), *Truncatellina cf. callicratis* (Scacchi), *Gibbulinopsis cf. signata* (Mousson). Этот комплекс представляет смешанную ассоциацию лесных видов (*Pomatias*, *Caspicyclotus*) и видов, предпочитающих открытые склоны, степные и горно-степные области. Все эти виды и ныне живут в регионе [Шилейко, 1984; Sysoev, Schileyko, 2009; Bank, Neubert, 2016]. Нижние 6 м разреза показали нормальную намагниченность. С.Вламинк и его соавторы (Vlaminck et al., 2016) отнесли соседний (~4 км восточнее) лёссово-почвенный разрез Тошан к позднему плейстоцену на основании люминисцентного датирования и сопоставления с другими лёссово-почвенными разрезами региона.

Итак, в рассматриваемой прибрежной области морской бассейн распространялся в раннем и среднем миоцене, по меньшей мере, до южной границы современной предгорной ступени. В позднем миоцене накопившиеся морские осадки были смяты в складки, в раннем плиоцене деформационные поднятия были эродированы до такой степени, что на северном краю предгорной ступени накопились осадки акчагыльского моря мощностью до 320 м. На более ограниченной площади (как минимум, южнее с. Аламде) морское осадконакопление продолжалось в апшеронское время, когда отложилось до 300 м осадков. В более южных частях предгорной ступени в это время развивались речные долины, где накапливался галечный аллювий до валунного, свидетельствующий об интенсивном поднятии и эрозии Эльбурса, откуда реки предгорной ступени стекали. В конце раннего – начале среднего плейстоцена движения по Хазарскому разлому обособили предгорную ступень от прибрежной равнины, которая в это время оставалась мелководной частью Каспийского шельфа. Высота максимальной акчагыльской трансгрессии не превышала, по нашим расчетам, 40–50 м a.s.l. Сейчас акчагыльские отложения предгорной ступени находятся на высотах до 120–150 м. Это определяет минимальную амплитуду четвертичного смещения по Хазарскому разлому (без учета погружения предгорной равнины) в 60–100 м. Поскольку акчагыльские морские отложения мощностью до 300–320 м не могли внезапно выклиниваться к югу, мы должны допустить надвиговое перекрытие полосы выклинивания по прото-Хазарскому разлому. По зоне разломов, ограничивающей предгорную ступень с юга, также отмечено надвигание на нее юрских отложений Эльбурса. В ряде мест наблюдается косое примыкание складок предгорной ступени к пограничному разлому. По-видимому, имело место надвиговое перекрытие части предгорной ступени. Возраст этого смещения не может быть определен точно. Смещение произошло после того, как отложения предгорной ступени были смяты в складки, т.е. не ранее конца миоцена – начала плиоцена. Вероятно, движения продолжались в четвертичное время.

Таким образом, в восточной части южного побережья Каспия в позднем кайнозое происходило разрастание горного сооружения Эльбурса за счет сокращения Южно-Каспийской впадины. Этим развитие рассматриваемого района принципиально отличается от развития побережья в районе г. Решт.

Обсуждение результатов. Различия плиоцен-четвертичного развития западного и восточного участков южного побережья Каспия связаны с различиями западной и восточной частей Южно-Каспийской впадины. Обе части впадины вплоть до миоцена входили в состав Черноморско-Кавказско-Южно-Каспийского прогиба Паратетиса и характеризовались континентальной корой с мощным (9–11 км) осадочным чехлом и утоненным кристаллическим фундаментом (Трифонов и др., 2020). В самом конце миоцена и раннем плиоцене произошло изменение в соотношении тектонических зон: усилилась поперечная тектоническая зональность. Это выразилось в начавшейся орогении Большого и Малого Кавказа и резком погружении западной части Южно-Каспийской впадины и более глубоком погружении Дербентской части Терско-Дербентского предгорного прогиба по сравнению с его западной

Терской частью. Уровень Каспийского моря резко понизился в раннем плиоцене. Морское осадконакопление продолжалось только в Южно-Каспийской впадине и на юге Среднего Каспия. В осушившейся северной части Среднего Каспия возникли врезы речных долин глубиной до 0.7 км, продолжавшиеся на север (Антипов и др., 1996; Леонов и др., 2005). При этом только в раннем плиоцене в западной части Южно-Каспийской впадины накопилось до 6 км осадков (Леонов и др., 1998). Ускоренное погружение западной части Южного Каспия по сравнению с его восточной частью продолжалось в позднем плиоцене и плейстоцене. В результате на западе впадины накопилось ~10 км плиоцен-четвертичных осадков, а на востоке только 6 км. Восточная часть впадины, продолжающаяся в Западно-Туркменскую низменность, сохранила черты утоненной континентальной коры мощностью 30–37 км при мощности чехла до 16 км, а в западной части впадины кора стала субокеанической мощностью 28–30 км при мощности чехла ~20 км (Иванова, Трифионов, 2002).

Для объяснения структурных соотношений Эльбурса и Южного Каспия предложена модель вращения Южно-Каспийской впадины по часовой стрелке (Jackson et al., 2002; Ritz et al., 2006; Djamour et al., 2010; Mousavi et al., 2013; Khorrami et al., 2019; Nazari et al., 2021,2), согласующаяся с кинематикой активных разломов и блоковой интерпретацией результатов GPS наблюдений в Эльбурсе. Однако этой модели противоречат данные об активном правом сдвиге вдоль северной границы Южно-Каспийской впадины – Апшеронского порога, и вдоль простирающейся на СЗ Сальяны-Лянгабизской зоны разломов на востоке Куринской впадины (см. рис. 2 в Приложении; Трифионов и др., 2002).

Поэтому более вероятными представляются доводы в пользу движения Южно-Каспийской впадины на запад или северо-запад (Allen et al., 2003; Vernant et al., 2004; Rashidi, 2021). Можно согласиться с моделью М.Л. Коппа (1998), согласно которой ороген Копетдага, ограниченный с севера Главным Копетдагским разломом северо-западного простирания, реагирует на меридиональное давление более южных тектонических зон в позднем кайнозое поперечным укорочением и выжиманием горных масс земной коры Копетдага на запад. Можно допустить, что давление, оказываемое таким движением на западную часть Южно-Каспийской впадины, вызывает метаморфизм и, соответственно, уплотнение ее нижней коры, что приводит к более интенсивному опусканию этой части впадины. Метаморфизованные породы земной коры приобретают плотность пород мантии, что выражается в скоростной картине подъемом поверхности Мохоровичича.

Результаты, полученные при решении задач (1) и (2) измененного плана исследований 2021 г., представлены в статье В.Г. Трифионова, Х. Хессами, С.В. Попова, Е.А. Зеленина, Я.И. Трихункова, П.Д. Фролова, Л.А. Головиной, А.Н. Симаковой, А. Рашиди и А.В. Латышева «Развитие южной прибрежной области Каспия в плиоцен-четвертичное время по биостратиграфическим и магнито-стратиграфическим данным». Статья принята к публикации 11.02.2022 г. и выйдет в № 5, 2022 г. журнала «Стратиграфия. Геологическая корреляция».

(3) Данные об акчагыльских отложениях иранского обрамления Южного Каспия получены (см. раздел (2)), проанализированы и составили часть исследования и синтеза данных о тектонических, седиментологических и биотических аспектах акчагыльской трансгрессии Каспийского региона. Это большое исследование планируется завершить подготовкой и сдачей статьи в журнал *Quaternary International* в 2022 г., когда и можно будет отчитаться о ее результатах.

Таким образом, три задачи, сформулированные в измененном плане работ по проекту на 2021 г., выполнены полностью. Интересной и новой является установленная связь неотектонического развития северного склона Эльбурса с развитием Южно-Каспийской впадины. Элементы новизны содержатся и в разнообразии методов изучения южного побережья Каспия, которые с такой полнотой применены в этом регионе впервые.

Адреса ресурсов в Интернете, подготовленных проекту

Новые данные об активных разломах Эльбурса и прибрежной области между Эльбурсом и Южно-Каспийской впадиной включены в Базу данных активных разломов Евразии. Содержание ее обновленной и дополненной версии (AFEAD v.2021) опубликовано на ресурсе <https://www.researchgate.net/>: Bachmanov D., Trifonov V., Kozhurin A., Zelenin E. The Active Faults of Eurasia Database AFEAD v.2021. - <http://dx.doi.org/10.13140/RG.2.2.10333.74726>. База данных доступна для скачивания в виде единого шейп-слоя объемом 48.2 Мб, лицензированного свободной лицензией CC-BY 4.0.

Библиографический список всех публикаций по проекту

Трифонов В.Г., Хессами Х., Попов С.В., Зеленин Е.А., Трихунков Я.И., Фролов П.Д., Головина Л.А., Симакова А.Н., Рашиди А., Латышев А.В. «Развитие южной прибрежной области Каспия в плиоцен-четвертичное время по биостратиграфическим и магнито-стратиграфическим данным». Статья принята к публикации 11.02.2022 г. и выйдет в № 5, 2022 г. журнала «Стратиграфия. Геологическая корреляция» (Справка в Приложении). Журнал включен в перечень ВАК, системы РИНЦ, Scopus и Web of Science. ID = 0.855.

Полный список членов коллектива, реализующего проект в следующем периоде

Трифонов Владимир Георгиевич, Главный научный сотрудник
Гарипова Софья Тимуровна, Младший научный сотрудник
Ломов Вячеслав Станиславович, -
Осколкова Светлана Викторовна, Ведущий специалист
Симакова Александра Николаевна, Ведущий научный сотрудник
Соколов Сергей Александрович, Старший научный сотрудник
Тесаков Алексей Сергеевич, Руководитель (заведующий, начальник) лаборатории
Трихунков Ярослав Игоревич, Старший научный сотрудник
Фролов Павел Дмитриевич, Старший научный сотрудник
Юшин Кирилл Игоревич, Младший научный сотрудник

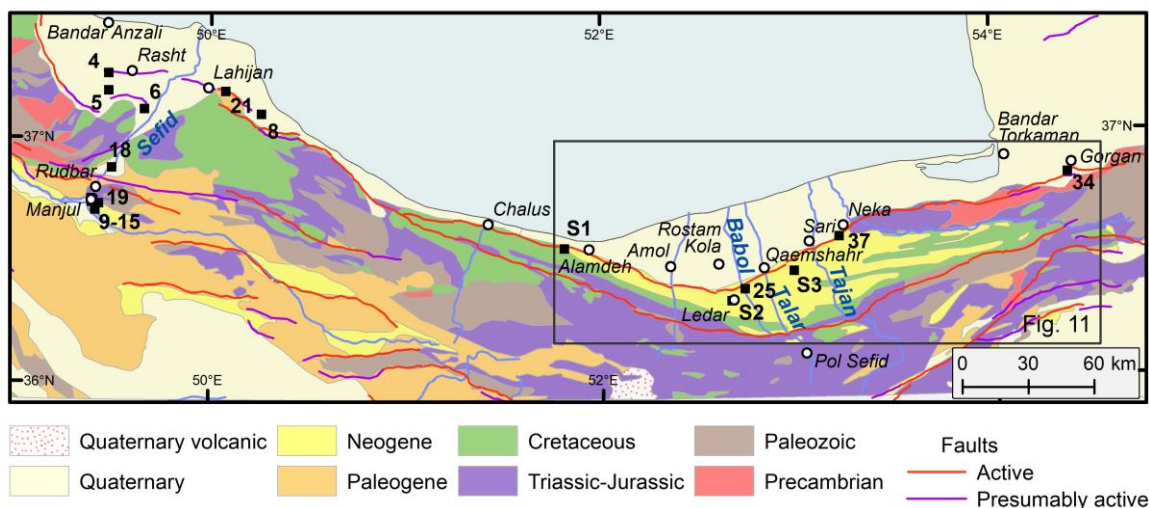


Рис. 1. Геологическая карта прибрежной области и соседних склонов Эльбурса, по (Geological Map of Iran, sheet 1, 1978, and sheet 2, 1977) с упрощением

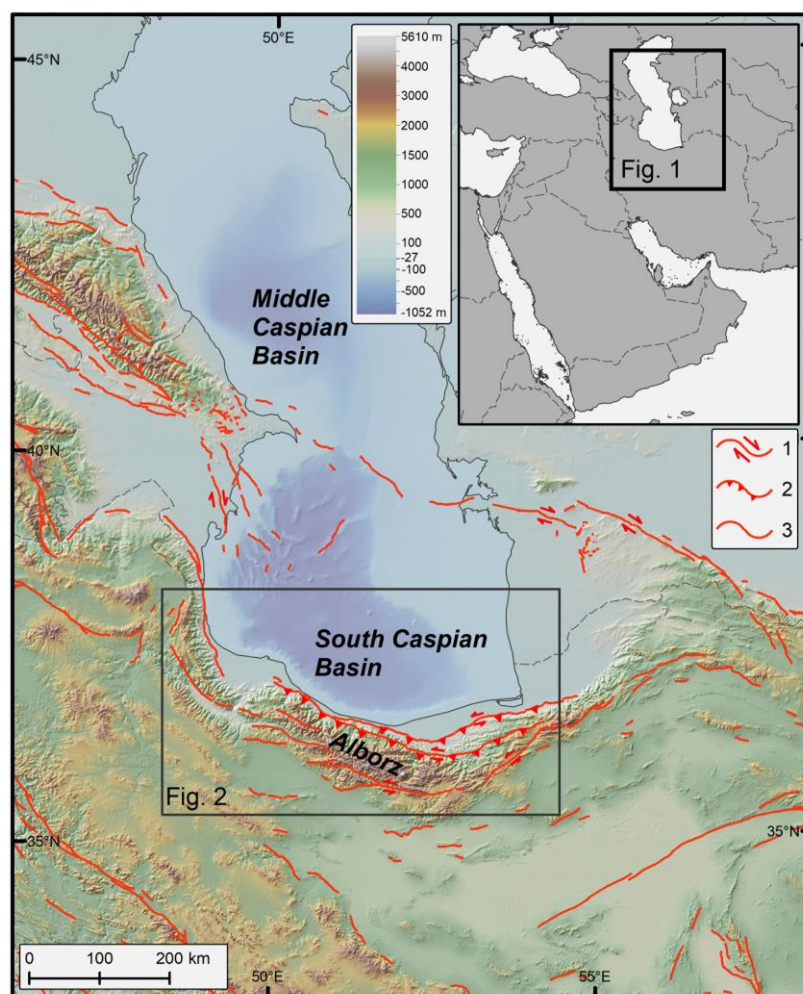


Рис. 2. Обзорная топографическая карта, показывающая положение района исследований (рис. 1) в регионе Южно-Каспийской впадины и Эльбурса, а также крупные активные разломы региона по данным (Трифонов и др., 2002; Talebian et al., 2013). На врезке показано положение региона в Юго-Западной Азии
1 – сдвиги, 2 – надвиги и взбросы, 3 – разломы с неустановленной кинематикой

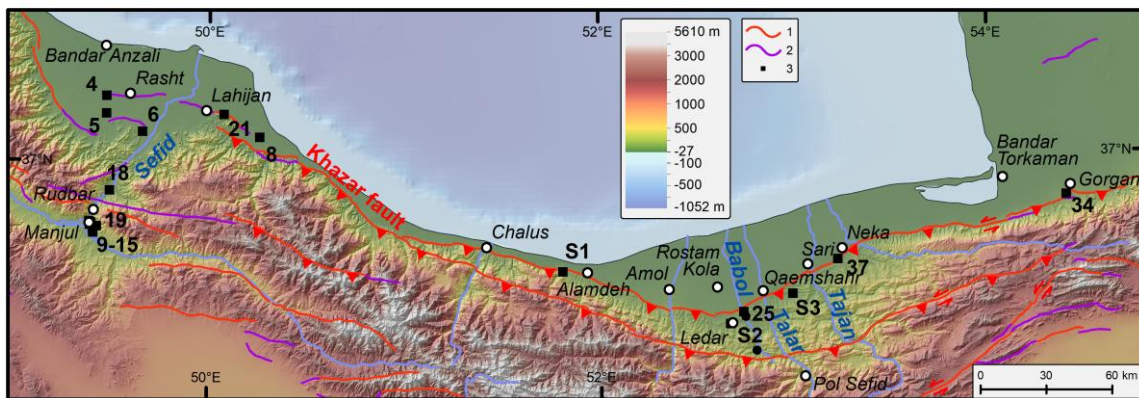


Рис. 3. Топографическая карта прибрежной полосы между Каспийским морем и Эльбурсом, показаны активные разломы региона по данным (Talebian et al., 2013) 1 – активные разломы; 2 – плиоцен-четвертичные разломы; 3 – пункты наблюдений. См. рис. 2 для объяснения других условных обозначений

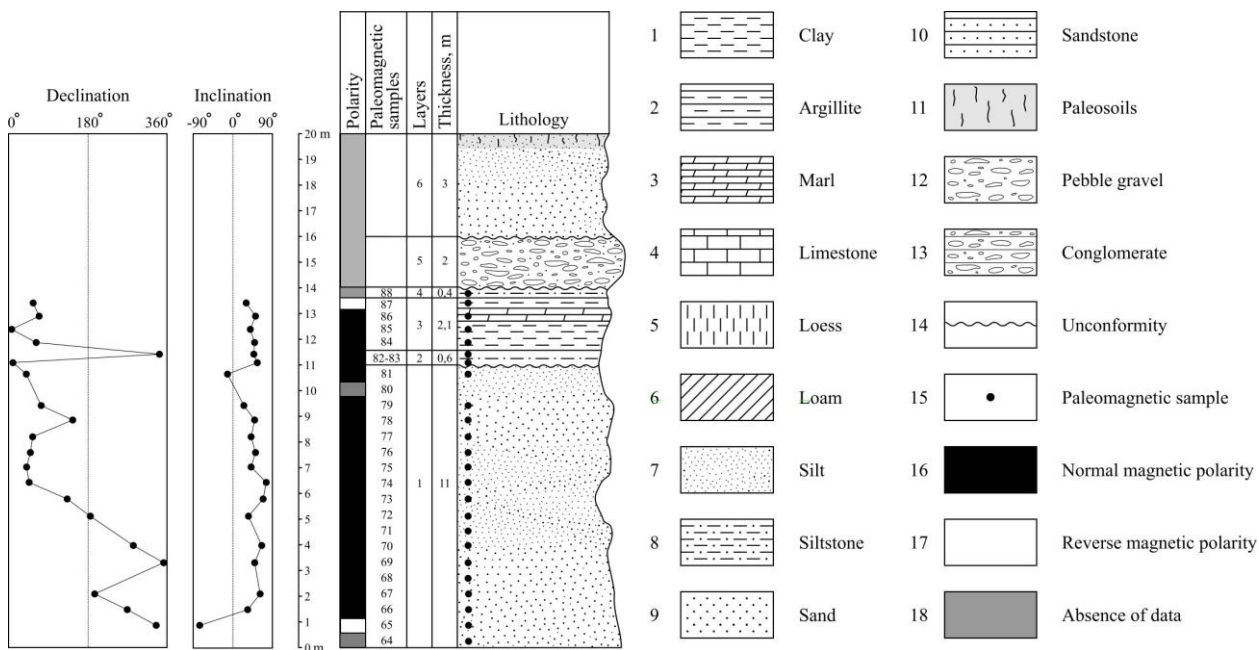


Рис. 4. Четвертичный разрез Джукул Бандан (с 6). 1 – глина; 2 – аргиллит; 3 – мергель; 4 – известняк; 5 – лёсс; 6 – суглинок; 7 – алеврит; 8 – алевролит; 9 – песок; 10 – песчаник; 11 – почва и палеопочва; 12 – галька и гравий; 13 – конгломерат; 14 – несогласие; 15 – место отбора палеомагнитного образца; 16 – нормальная намагнитченность; 17 – обратная намагнитченность; 18 – намагнитченность неизвестна



Рис. 5. Верхняя красноцветная формация возле пограничного разлома на северном борту впадины Манджил (s 12)

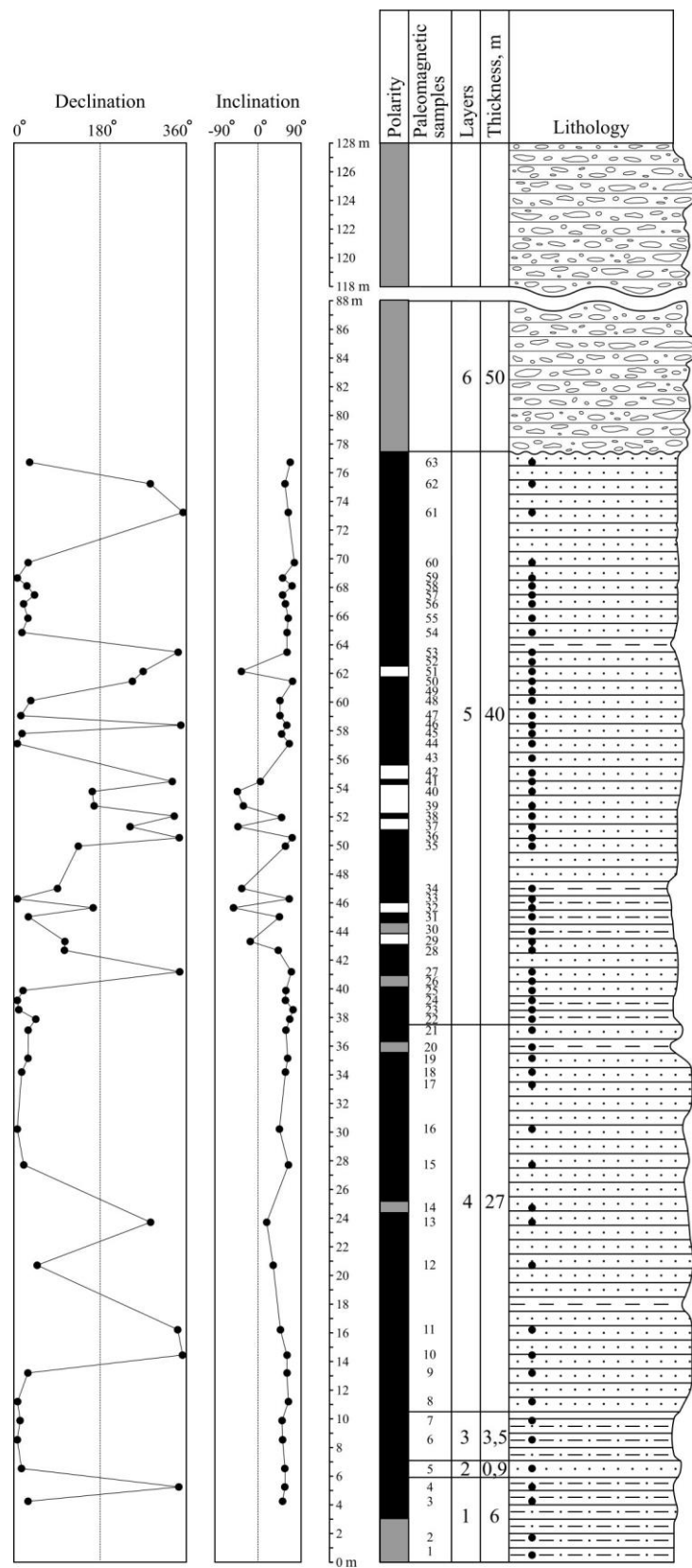


Рис. 6. Позднекайнозойский разрез впадины Манджил (s 9)
См. рис. 4 для объяснения условных обозначений

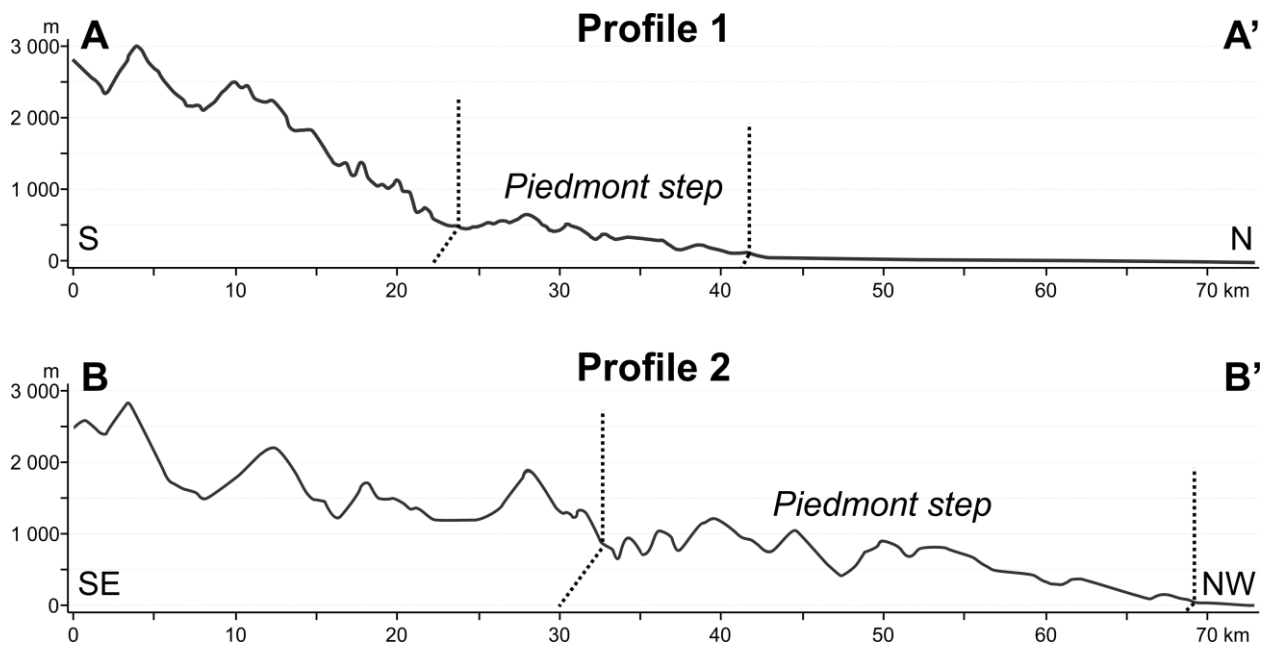


Рис. 7. Геоморфологические профили через прибрежную равнину и предгорную ступень между с. Аламде и г. Горган. Положение профилей показано на рис. 8.

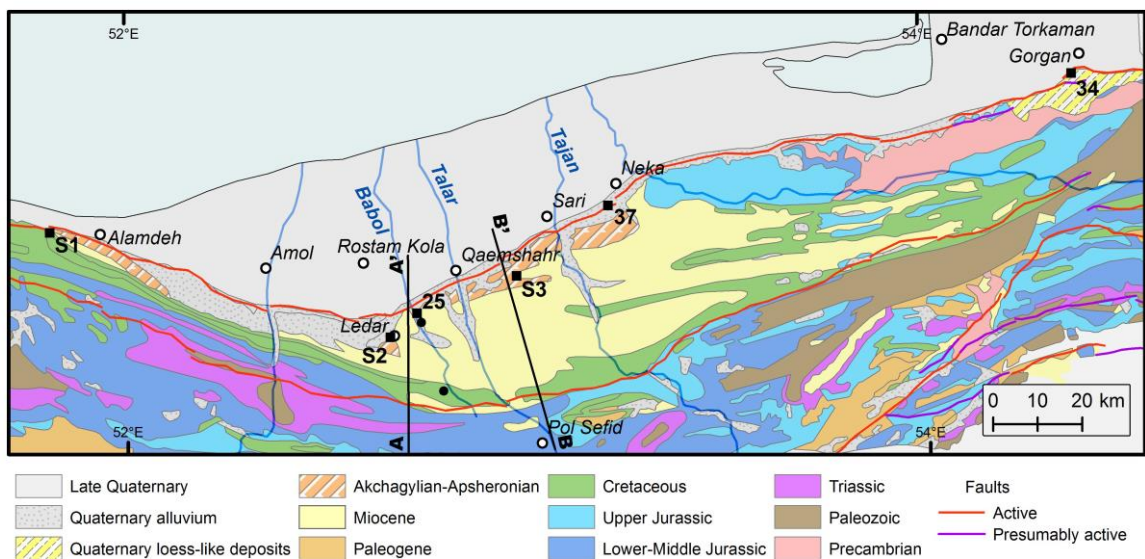


Рис. 8. Геологическая карта прибрежной равнины и предгорной ступени между с. Аламде и г. Горган, по (Geological map of Iran, sheet 2, 1977; Саидов, Кучапин, 1955) с изменениями

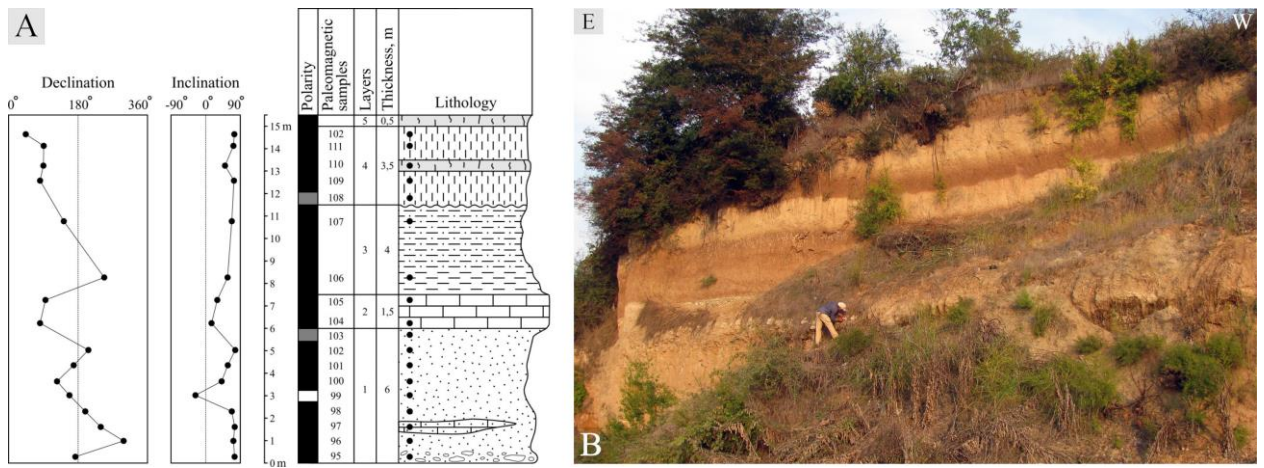


Рис. 9. Акчагыльский разрез возле с. Сурек (s 37): А – стратиграфическая колонка, В – фото. См. рис. 4 для объяснения условных обозначений

Цитированная литература

- Антипов М.П., Волож Ю.А., Лаврушин Ю.А., Леонов Ю.Г.* Геологические события и колебания уровня Каспийского моря // *Геоэкология*. 1996. № 3. С. 38–50.
- Иванова Т.П., Трифонов В.Г.* Сейсмотектоника и современные колебания уровня Каспийского моря // *Геотектоника*. 2002. № 2. С. 27–42.
- Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 506).
- Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Бобылова Е.Е., Волож Ю.А., Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А.* Карта четвертичных (неоплейстоценовых) отложений Каспийского региона с элементами палеогеографии, масштаб 1 : 2500000, и геологическая история четвертичных осадочных бассейнов за последние 700 000 лет. М.: Научный мир, 2005. 34 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 568).
- Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Волож Ю.А., Зверев В.П., Копп М.Л., Костилова И.А., Лаврушин Ю.А.* Геологические аспекты проблемы колебаний уровня Каспийского моря // *Глобальные изменения природной среды / Н.Л. Добрецов, В.И. Коваленко, В.Т. Балабаев и др. (ред.)*. Новосибирск: СО РАН, 1998. С. 30–57.
- Саидов М.Н., Кучапин А.В.* Геологическое строение области развития третичных отложений Мазандэрана (Северный Иран). Л.: Гостоптехиздат, 1955. 103 с.
- Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
- Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Хессами Х.* Мезозойско-кайнозойская структура Черноморско-Кавказско-Каспийского региона и ее соотношения со строением верхней мантии // *Геотектоника*. 2020. № 3. С. 55–81. DOI: 10.31857/S0016853X20030108
- Шилейко А.А.* Наземные моллюски подотряда Pupillina фауны СССР (Gastropoda, Pulmonata, Geophila) // *Фауна СССР, Моллюски, III, 3*. Л.: Наука, 1984. С. 1–399.
- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M., Qorashi, M.* Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran // *J. Struct. Geol.* 2003. V. 25. P. 659–672.
- Bachmanov, D.M., Trifonov, V.G., Hessami, Kh.T., Kozhurin, A.I., Ivanova, T.P., Rogozhin, E.A., Hademi, M.C., Jamali, F.H.* Active faults in the Zagros and central Iran // *Tectonophysics*. 2004. V. 380. P. 221–241.
- Bank, R. A., Neubert, E.* Notes on Enidae, 7. Revision of the Enidae of Iran, with special reference to the collection of Jacques de Morgan (Gastropoda: Pulmonata) // *Vita Malacologica*. 2016. V. 14. P. 1–84.
- Berberian, M.* Contribution on the seismotectonics of Iran, part 1. Tehran.: Geological Survey of Iran Publication, 1976. 516 p.
- Berberian, M., Qorashi, M., Jackson, J.A., Priestley, K., Wallace, T.* The Rudbar- Tarom earthquake of 20 June 1990 in NW Persia - Preliminary field and seismological observation, and its tectonic significance // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1992. V. 82. N. 4. P. 726–1755.
- Djamour, Y., Vernant, P., Bayer, R., Nankali, H., Ritz, J.F., Hinderer, J., Hatam, Y., Luck, B., Le Moigne, N., Sedighi, M., Khorrami, F.* GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran // *Geophysical Journal Intern.* 2010. V. 183. P. 1287–1301.
- Geological Map of Iran. Sheet 1, 1978; Sheet 2, 1977; Sheet 3, 1977. Scale 1:1000000. Tehran: National Iranian Oil Company.
- Ghassemi, M.* Drainage evolution in response to fold growth in the hanging-wall of the Khazar fault, north-eastern Alborz, Iran // *Basin Research*. 2005. V. 17. P. 425–436.

- Guest, B., Axen, G.J., Lam, P.S., Hassanzadeh, J.* Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation // *Geosphere*. 2006. V. 2. N. 1. P. 35–52.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., Berberian, M.* Active tectonics of the South Caspian Basin // *Geophysical Journal Intern.* 2002. V. 148. P. 214–245.
- Khorrami, F., Vernant, P., Masson, F., Nilfouroushan, F., Mousavi, Z., Nankali, H., Saadat, S.A., Walpersdorf, A., Hosseini, S., Tavakoli, P., Aghamohammadi, A., Alijanzade, M.* An up-to-date crustal deformation map of Iran using integrated campaign-mode and permanent GPS velocities // *Geophysical Journal Intern.* 2019. V. 217. P. 832–843.
- Moghadam H.S., Stern, R.J.* Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (I) Paleozoic ophiolites // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2014. V. 91. P. 19–38.
- Mousavi, Z., Walpersdorf, A., Walker, R.T., Tavakoli, F., Pathier, E., Nankali, H., Nilfouroushan, F., Djamour, Y.* Global Positioning System constraints on the active tectonics of NE Iran and the South Caspian region // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. V. 377–378. P. 287–298.
- Nazari H., Ritz J.-F., Avagyan, A.* Morphotectonics and slip rate of the Khazar fault in Central Alborz (Northern Iran) // *Geosciences*. 2021_a. V. 31. N. 2. P. 101–110.
- Nazari H., Ritz J.-F., Burg J.-P., Shokri M., Haghypour N., Mohammadi Vizheh M., Avagyan A., Fazeli Nashli H., Ensani M.* Active tectonics along the Khazar fault (Alborz, Iran) // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2021_b. V. 219, 104893. P. 1–11.
- Rashidi, A.* Geometric and kinematic characteristics of the Khazar and North Alborz Faults: Links to the structural evolution of the North Alborz-South Caspian boundary. Northern Iran // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2021. V. 213. [https://doi.org/ 10.1016/j.jseaes.2021.104755](https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2021.104755).
- Ritz, J.F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S., Vernant, P.* Active transtention inside Central Alborz: A new insight into the Northern Iran-Southern Caspian geodynamics. *Geology*. 2006. V. 34. N. 6. P. 477–480.
- Sysoev, A.V., Schileyko, A.A.* Land snails and slugs of Russia and adjacent countries: 1-312, pls 1-142 // *Pensoft Series Faunistica*. 2009. N. 87, Sofia/Moscow.
- Talebian, M., Ghorashi, M., Nazari, H.* Seismotectonic map of the Central Alborz, Scale 1:750000. Geological Survey of Iran, 2013. <http://ries.ac.ir/eqhazard/wp/Resualts.htm>
- Vernant, P., Nilfouroushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.F., Sedighi, M., Tavakoli, F.* Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 223. P. 177–185.
- Vlaminck, S., Kehl, M., Lauer, T., Shahriari, A., Sharifi, J., Eckmeier, E., Lehndorff, E., Khormali, F., Frechen, M.* Loess-soil sequence at Toshan (Northern Iran): insights into late Pleistocene climate change // *Quaternary Intern.* 2016. 399, 122–135.