

ОТЧЕТ

по программе фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН
«Динамика континентальной литосферы: геолого-геофизические модели»

Научные руководители акад. А.О. Глико и акад. Ю.Г. Леонов

Проект: Эволюция литосферы Альпийско-Гималайского континентального орогенического пояса в позднем кайнозое (олигоцен–квартер) и роль верхнемантийных потоков в её преобразовании. Руководитель дгмн В.Г. Трифонов

Аннотация

Выполнены полевые исследования в Центральном Тянь-Шане (ЦТШ) и на восточных склонах и подножьях Джавахетского нагорья Армении. В ЦТШ завершены начатые в 2011 г. работы по составлению и палеомагнитному опробованию разрезов новейшей молассы южного борта Нарынской впадины и южного борта Иссыккульской впадины. Кроме того, аналогичные работы проведены в Джумгальской впадине и верхах разреза молассы (шарпылдагская свита раннего плейстоцена, или эоплейстоцена по российской терминологии) на востоке Иссыккульской впадины. На восточных склонах и подножьях Джавахетского нагорья Армении описаны и палеомагнитно опробованы туфогенно-терригенные разрезы раннего и среднего плейстоцена, предварительно определены их положение в новейшей структуре и палеогеография.

Реконструирована история горообразования (образования выраженных в рельефе поднятий) на фоне тектонической эволюции Альпийско-Гималайского пояса с позднего эоцена поныне. Построены палеотектонические карты (для эоцена ~45 млн. л.н.; позднего олигоцена ~25 млн. л.н.; среднего миоцена ~18 млн. л.н.; позднего миоцена ~6 млн. л.н.) и карта четвертичной тектоники центральной части пояса. Подтверждено новыми данными ускорение восходящих движений в плиоцен–квартере. Показано, что это ускорение не может быть объяснено только усилением коллизионного сжатия. Его причины –частичное замещение литосферной мантии астеносферным веществом и ретроградный метаморфизм высокометаморфизованных базитов в основании коры под воздействием астеносферных флюидов. Источником активной астеносферы под горным поясом являются подлитосферные потоки от Эфиопско-Афарского суперплюма, распространившиеся под пояс после закрытия Неотетиса, т.е. коллизии гондванских плит с Евразией. По мере движения эти потоки перерабатывали прежнюю верхнюю мантию, включая переходный слой на глубинах 400–700 км, обогащенный флюидами. Дегидратация переходного слоя и обогащение астеносферы флюидами стало причиной ее активности, проявившейся в деформационных и вещественных изменениях литосферы, вызвавших горообразование.

Цель проекта 2012 г.: определить современное распространение верхнемантийных «горячих» потоков от Эфиопско-Афарского суперплюма под различными сегментами Альпийско-Гималайского орогенического пояса; получить новые данные о развитии новейшей структуры и её выражения в рельефе в пределах Аравийско-Кавказского и Гималайско-Центральноазиатского сегментов пояса; по структурно-вещественным индикаторам выявить преобразования литосферы орогенического пояса в олигоцен–квартере и роль воздействия подлитосферных верхнемантийных потоков в этих преобразованиях. Конкретные **задачи исследований** 2012 г. разделяются на три группы: (1) обобщение и публикация ранее накопленных данных по позднекайнозойской эволюции новейшей структуры и рельефа орогенического пояса; (2) построение ряда сейсмотомографических профилей через мантию Альпийско-Гималайского пояса, дополняющих ранее построенные профили, с целью выявления верхнемантийной 3D структуры пояса; (3) оценка позднекайнозойской эволюции конкретных тектонических зон Аравийско-Кавказского и Гималайско-Центральноазиатского сегментов пояса путём выяснения их отражения в разрезах новейших отложений и датирования

геодинамических событий. Для определения возраста и корреляции событий в разных структурах по «немым» молассовым толщам Центральной Азии (ЦТШ и Горный Алтай) будет использовано палеомагнитное датирование их разрезов, начатое в 2011 г. Кроме того, для решения задач проекта (определение интенсивности и возраста четвертичных движений и других геодинамических событий показателей астеносферно-литосферных взаимодействий) предполагается осуществить изучение четвертичных террас Евфрата и Оронта в Сирии и окрестностей Джавахетского нагорья в Армении.

Результаты полевых работ и обработки полевых материалов

В ЦТШ в полевых работах 2012 г. участвовали Я.И. Трихунков и приглашенные сотрудник Института географии РАН д.г.н С.А. Буланов и студенты МГУ Д.А. Козырева и др. В итоге завершены начатые в 2011 г. работы по составлению и палеомагнитному опробованию разрезов новейшей молассы южного борта Нарынской впадины и южного борта Иссык-Кульской впадины. Кроме того, аналогичные работы проведены в Джумгальской впадине и верхах разреза молассы (шарпылдагская свита раннего плейстоцена, или эоплейстоцена по российской терминологии) на востоке Иссык-Куля.

В Нарынской впадине, на северном склоне хребта Байбиче-Тоо, описаны разрезы средненарыннской и верхненарыннской подсвит нарыннской свиты общей мощностью ~1,7 км (рис. 1). Это моноклинально залегающий комплекс терригенных осадков с преобладанием аргиллитов, песчаников, гравелитов с прослоями конгломератов, падающих под углами 25° в средней части разреза и выполаживающихся к осевой зоне впадины вплоть до горизонтального залегания. Разрез разделён на пачки, каждая из которых подстилается бронирующим пластом песчаников/конгломератов и закономерно истончается вверх по разрезу, что, вероятно, соответствует локальным циклам осадконакопления во впадине. Всего в разрезе выделено 66 пачек, мощности которых колеблются в интервале 15 – 35 м. Из каждой пачки отобрано в среднем 3–4 палеомагнитных образца. В сумме из разреза средне- и верхненарыннской подсвит в долине р. Боурулю в 2012 г. отобрано 223 образца.

В Иссык-Кульской впадине, в районе оз. Каракель, описана и опробована верхнеиссыккульская подсвита (рис. 2). Её суммарная мощность оценена в 45 м. Из разреза отобрано 15 палеомагнитных образцов. На юго-востоке Иссык-Кульской впадины, в окрестности с. Барскоон, описан и опробован стратотипический разрез шарпылдагской свиты, венчающий общий разрез моласс Иссык-Кульской впадины (рис. 3). Разрез имеет суммарную мощность ~220 м и разделен нами на 16 пачек. Из разреза отобрана коллекция из 39 палеомагнитных образцов.

Полностью описан и опробован разрез молассовых отложений северного борта Джумгальской впадины в долине р. Кокемерен (рис. 4). Разрез имеет суммарную мощность ~620 м. По аналогии с нарынским джумгальский разрез также разделён нами на пачки средней мощностью по 28 м. Из разреза отобран 41 палеомагнитный образец.

В настоящее время завершается палеомагнитное исследование образцов, отобранных из разрезов Нарынской и Иссык-Кульской впадин в 2011 г. После аналогичного исследования образцов, отобранных в 2012 г. будут выполнены окончательная интерпретация разрезов, оценка возраста выделенных подразделений и, как итог корреляция разрезов и интерпретация истории развития горообразовательных процессов в ЦТШ. В частности, предполагается решить, происходило ли развитие изученных впадин синхронно или в ином режиме.

В Армении в 2012 г. были исследованы разрезы раннеплейстоценовых (или эоплейстоценовых по российской терминологии) отложений восточных склонов Джавахетского нагорья и расположенной восточнее полого наклоненной на восток равнины Лори. Район исследований ограничен с юга Базумским хребтом с выходами офиолитов Мезотетиса, меловых и эоценовых осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, а с СВ – Самхетским хребтом. Джавахетское (или Абул-Самсарское) нагорье представляет собой меридионально удлиненную вулканическую зону растяжения, сложенную лавами и туфами плиоцен-квартера (Харазян,

1968). В основании разреза залегают риолитовые лавы и туфы, сочетающиеся с диатомитами и терригенными озёрными отложениями, а также базальтовыми потоками. Образования того же типа распространены и в других вулканических районах Армении. Нами был изучен разрез возле с. Нурсус в долине р. Раздан (рис. 5). Сделанные нами палеонтологические находки предварительно определены и дают раннеплиоценовый возраст вмещающих глин.

Выше на Джавахетском нагорье залегает мощная серия лав и туфов от базальтов до дацитов. Базальтовые и андезито-базальтовые лавы растекались за пределы нагорья. Они покрыли и выровняли Лорийское предгорье, а отдельными языками распространились на десятки километров по долинам крупных рек (Машавера и Дзерагет-Дебед). Андезито-дациты и дациты сформировали более компактные возвышенности вблизи центров извержений. По К-Аг определениям в грузинской части Дджевахета (Лебедев и др., 2008), возраст указанной толщи оценивается в интервале времени от 3,55 до 1,95 млн. лет, т.е. охватывает поздний плиоцен и гелазий.

Изучавшаяся нами туфогенно-терригенная серия состоит из разновозрастных толщ, залегающих на базальтах и андезито-базальтах предгорий Дджевахета и Лорийской равнины или вложенных в них (рис. 6). В составе серии выделяются толщи дацитовых литокластических туфов, пепла и пемзы гравийно-песчаной, редко галечной размерности. Местами они несут следы водного перемыва. Туфогенные породы чередуются с толщами и линзами гравийно-галечного (до валунов) материала, состоящего из обломков лав от базальта до дацита и иногда пемзы. Местами присутствуют тонкозернистые пески и суглинки. Эти отложения квалифицируются как пролювий (до селевых образований), горный аллювий (в русловых и пойменных фациях), реже делювий.

Радиоизотопные определения, выполненные методом SHRIMP-II U/Pb, дали для туфа и пепла даты 1.432 ± 0.028 , 1.750 ± 0.020 , 1.804 ± 0.030 млн. лет и, возможно, 1.942 ± 0.046 млн. лет (Presnyakov et al., 2012) – см. рис. 6. В туфах карьера Карахач, подстилающих их гравийно-галечных отложениях и сопоставляемых с ними обломочных отложениях карьера Мурадово В.П. Любин и Е.В. Беляева нашли каменные изделия примитивного и на сегодняшний день древнейшего ашеля. В слоях карьеров Куртан, залегающих выше пепла, датированного как 1.432 млн. лет, цитируемые авторы обнаружили следы каменной индустрии, совмещающие черты раннего и среднего ашеля, а в верхней гравийно-галечной толще карьера Мурадово, с размывом перекрывающей нижележащие толщи – изделия, совмещающие черты среднего и позднего ашеля. В верхней толще карьера Куртан-5 мы обнаружили остатки южного слона (рис. 7), который едва ли мог обитать там после раннего плейстоцена, а в верхах разреза карьера Куртан 1-3 ещё прежде были найдены зубы носорога, датированного в интервале 1.4–0.5 млн. л.н. (Presnyakov et al., 2012).

Мы отобрали более 100 проб для палеомагнитных определений, которые смогут уточнить возраст отдельных толщ рассматриваемой серии, и около 30 проб для палинологических исследований, которые могут пролить свет на климат той эпохи. Сейчас мы выполнили предварительное датирование и корреляцию толщ. Серия формировалась с начала калабрия, а её наиболее молодые толщи, лишённые туфового материала, могли отлагаться в среднем плейстоцене (после 0.8 млн. л.н.). Судя по найденным остаткам млекопитающих, калабрий (1.8–0.8 млн. л. н.) характеризовался на изученной территории низкогорными (до ~600 м) равнинными ландшафтами типа саванны с климатом, более тёплым, чем сейчас, и лишённом современных сезонных контрастов. Иначе говоря, за последний ~1 млн. лет эта территория испытала тектоническое поднятие на 500–1000 м.

Анализ данных о строении верхней мантии и развитие теории новейшего горообразования

В отчёте о работах по программе ОНЗ № 6 за 2011 г. нами были представлены некоторые предварительные соображения об истории новейшего горообразования и его причинах, в значительной мере связанных с процессами в верхней мантии и воздействием астеносферы и её подвижных компонент на литосферу. В 2012 г. это направление исследований развивалось.

Получены новые полевые данные, в частности, о быстром четвертичном поднятии территории Северной Армении. Проанализирована история горообразовательных процессов во всей центральной части Альпийско-Гималайского пояса (Трифонов и др., 2012). Специально рассмотрено развитие этих процессов на Большом Кавказе (Трифонов, 2012). Систематизированы сейсмотомографические данные по Альпийско-Гималайскому поясу, позволившие выявить подлитосферные потоки, распространяющиеся в пределы пояса от Эфиопско-Афарского суперплюма (Соколов, Трифонов, 2012). Представлено обоснование флюидонасыщенности астеносферы под Альпийско-Гималайским поясом и горообразовательной роли флюидного воздействия активизированной таким образом астеносферы на литосферу. В итоге предлагается следующая концепция истории и природы новейшего горообразования.

Поднятие поверхности, приводящее к развитию горного рельефа, является изостатической реакцией на разуплотнение верхних оболочек твёрдой Земли. Оно обусловлено тремя факторами: (1) коллизионным сжатием и, как следствие, деформационным утолщением земной коры (складчатость, надвигание коровых пластин одна на другую, сплющивание, или содвиг, и др.); (2) частичным замещением мантийной части литосферы менее плотным астеносферным веществом; (3) ретроградным метаморфизмом высоко метаморфизованных коровых пород к происхождению горных пород внутри коры и вблизи границы «кора–мантия».

Фактор (1) очевиден и многими считается единственной причиной горообразования. Величина поднятия рассчитывается по предложенным Е.В. Артюшковым формулам:

$$\Delta h_{сж} = h_1 - h_0 = [(L_0 - L_1)/L_1]h_0; \quad (1)$$

$$H_{сж} = [(\rho_m - \rho_k) / \rho_m] \Delta h_{сж}, \quad (2)$$

где $H_{сж}$ – величина изостатического поднятия в условиях локальной изостаии (м), $\Delta h_{сж}$ – деформационное утолщение коры, L_0 , L_1 , h_0 , h_1 – начальные и конечные значения, соответственно, ширины сжатой области и мощности коры в ней (км), ρ_m – плотность верхов мантии (кг/м^3) и ρ_k – средняя плотность континентальной коры (кг/м^3).

При анализе процессов, связанных с фактором (1), принимается тот очевидный постулат, что доступные для структурно-геологического изучения верхние горизонты коры (осадочный чехол и верхи фундамента) утолщаются при сжатии в той же мере, что и необнажённые нижние горизонты коры, что даёт возможность экстраполировать оценки деформационного утолщения первых на вторые. При этом следует учитывать два обстоятельства: во-первых, строение земной коры к началу новейших деформаций и, в частности, пониженную мощность фундамента глубоких осадочных бассейнов, подвергшихся деформации; во-вторых, высокобарические и термальные метаморфические преобразования низов деформационно утолщённой коры, при которых плотности (и сейсмические скорости) уплотнённых коровых пород приближаются к мантийным.

Реальность процессов группы (2), роль которых в горообразовании обосновал Е.В.Артюшков (1993, 2003), доказывается тем, что под многими горными системами пояса гравиметрическими и/или сейсмическими методами выявлено современное разуплотнение верхов мантии. Полученные данные интерпретируются либо как понижение плотностей (скоростей сейсмических волн) на уровне литосферной мантии, а под некоторыми крупными хребтами непосредственно ниже поверхности Мохоровичича (М), либо как подъём кровли астеносферы.

О роли процессов группы (3) применительно к Тянь-Шаню в общем виде высказывались В.И. Макаров и М.Г. Леонов. Количественные расчёты впервые изложены в статье В.Г. Трифонова, Е.В. Артюшкова и др. (2008). В ней было показано, что за счёт новейшего сжатия земная кора Центрального Тянь-Шаня утолстилась до ~48–50 км. Но её современная мощность больше: от 40–52 км под впадинами до 52–64 км под хребтами. Дополнительное утолщение коры могло достигаться её приращением снизу объёмами палеоокеанских высоко метаморфизованных базитов, которые были близки по плотности к мантии, а в результате ретроградного метаморфизма разуплотнились.

Сочетание факторов горообразования рассмотрим на примерах Центрального Тянь-Шаня (опубликован (Трифонов и др., 2008) и излагается кратко) и Большого Кавказа.

1. Центральный Тянь-Шань (ЦТШ)

Новейшая структура ЦТШ определяется сочетанием продольных хребтов и межгорных впадин восток-северо-восточного простирания, причём высочайшие горы находятся на ЮВ – в хребте Кокшаал и районе Хан-Тенгри. Горное сооружение ЦТШ возникло в олигоцен–квартере на эпипалеозойской континентальной коре, сходной с современной корой Казахского щита мощностью ~42 км. В палеоцене и эоцене территория ЦТШ была пенеппеном с относительными превышениями в первые сотни метров. В олигоцене заложились основа современного структурного плана – зоны ещё низкогорных (судя по величине врезов) хребтов как области сноса и зоны впадин как области аккумуляции. В миоцене движения ослабели, и скорости врезания уменьшились. В позднем миоцене скорости врезания и аккумуляции несколько увеличились. К концу плиоцена средняя высота ЦТШ, по-видимому, не превышала ~1 км, хотя на юге и в районе Хан-Тенгри могла быть больше. При высоте исходного пенеппена ~0,3 км поднятие за I этап составило в среднем ~0,7 км. По опубликованным данным, общее неотектоническое поперечное укорочение ЦТШ оценивается величинами 50–70 км, а его средняя скорость – ~2 мм/год. Пользуясь формулами (1) и (2), получаем для I этапа горообразования (олигоцен–плиоцен) утолщение коры $\Delta h_{сж} = 4–6$ км и $H_{сж} = 0.6–0.9$ км, что вполне согласуется с данными наблюдений и доказывает, что на I этапе деформационное сжатие было определяющим фактором роста гор.

В течение II этапа горообразования (последние ~2 млн. лет) происходит быстрый подъём гор ЦТШ, в который вовлекается и часть межгорных и предгорных впадин. Это доказывается возросшей интенсивностью врезания и формированием во впадинах грубообломочной молассы. Средняя высота горного сооружения достигла ~3 км, а отдельные вершины поднялись до 6–7 км. Скорость поперечного укорочения по GPS данным – до ~20 мм/год. Скорость укорочения, полученная суммированием данных о смещениях по активным разломам – до 10 мм/год. Принимая последнее значение как оценку укорочения за последние 2 млн. лет, получаем по тем же формулам $\Delta h_{сж} = 2,3–2,4$ км и $H_{сж} = 0,35–0,36$ км, что составляет <20% общего поднятия ЦТШ в течение II этапа.

Вместе с тем, под ЦТШ ниже раздела М обнаружены пониженные скорости сейсмических волн, отражающие разуплотнение верхов мантии, установленное и по гравиметрическим данным. Основываясь на них, Е.В.Артюшков оценил поднятие, обусловленное разуплотнением мантии, величинами $\geq 1,1–1,5$ км. Поднятие, обусловленное разуплотнением метабазитов вблизи границе «кора–мантия» – до 0.5 км. Итак, соотношение воздействий сжатия, разуплотнения верхов мантии и разуплотнения низов коры на поднятие во II этап горообразования оценивается как ~1/3.5/1.5.

2. Большой Кавказ

Для определения места новейшего горообразования в эволюции Большого Кавказа и роли горизонтального сжатия в этом процессе последовательно решались три задачи: (1) реконструкция мощности и строения земной коры к началу её деформации сжатием; (2) оценка степени поперечного укорочения, утолщения, преобразования и подъёма коры под действием сжатия; (3) выяснение характера преобразований деформированной коры в современное горное сооружение.

Строение и мощность земной коры к началу её деформирования. Важнейшие сведения о мезозойско-кайнозойской геологии Большого (Б.) Кавказа почерпнуты из опубликованных работ [6, 23, 26, 28 и др.]. Большая часть Б. Кавказа сформировалась на краю эпипалеозойской Скифской континентальной платформы, слабо деформированная часть которой отделена от Б. Кавказа передовыми прогибами, Азово-Кубанским на западе и Терско-Дербентским на востоке.

Они разделены Ставропольским поднятием, продолжающим к северо-востоку наиболее приподнятый центральный сегмент Б. Кавказа. Южная часть горного сооружения, выделяемая как Зона южного склона (ЗЮС), имеет принципиально иное строение и историю. Она отделена от собственно Б. Кавказа крупной зоной разломов, известной в его центральной части как Главный Кавказский надвиг и продолжающейся на СЗ Гойтх-Гогопсинским и Безепским разломами, а на ЮВ – Ахтычайским разломом. В современной структуре Главный надвиг круто наклонён на север, т.е. является взбросом с возможной сдвиговой компонентой движений. Поэтому далее будем называть его Главным Кавказским разломом (ГКР). ЗЮС неоднородна. Её часть, прилегающая к ГКР, сложена мощными ниже-среднеюрскими отложениями, а более южная – преимущественно флишевыми толщами верхней юры – эоцена. Мощные отложения нижней и средней юры продолжают под флишевые толщи, а последние, вероятно, продолжались в северную часть зоны, но были размывы. Иначе говоря, обе части ЗЮС представляли в начале миоцена единый прогиб с мощностью чехла 15–20 км.

Часть горно-складчатого сооружения, расположенная севернее ГКР, разделяется на северо-западный, центральный и восточный сегменты. Северо-Западный Кавказ сложен юрскими, меловыми и по периферии палеогеновыми толщами общей мощностью до 14 км. На большей части Восточного Кавказа обнажаются ниже-среднеюрские отложения, мощность которых возрастает к югу от ~6 км до ~8–8,5 км. Судя по выходам верхнеюрско-палеогеновых отложений на периферии сегмента, они покрывали ниже-среднеюрские толщи, причём их мощность уменьшалась к югу. Общая мощность юрско-палеогенового чехла в начале миоцена оценивается на Восточном Кавказе в ~11 км. Ниже-среднеюрские толщи продолжают как с востока, так и с СЗ в Центральный Кавказ, но там они были интенсивно дислоцированы киммерийской складчатостью, предбайосской и предкелловейской, и сохранились в узких сжатых синклиналиях между выходами пород палеозойского основания. В дальнейшем этот выступ фундамента был перекрыт верхнеюрско-палеогеновыми отложениями, мощность которых в начале миоцена предположительно оценивается в 2–2,5 км.

Вдоль северного склона Б. Кавказа протягивается переходная Лабино-Малкинская зона, которая на Северо-Западном Кавказе скрыта под неоген-четвертичными молассами края Кубанского прогиба. С юга зона ограничена разломами, Ахтырским на западе и Пшекиш-Тырныаузским в центре Б. Кавказа. Восточнее в состав зоны включена Восточно-Балкарская подзона Д.И. Панова и М.Г. Ломизе [6]; южная граница зоны следует по Владикавказскому разлому и далее примерно между Известняковым и Сланцевым Дагестаном. В Лабино-Малкинской зоне мощность осадочного чехла варьирует в разных сегментах Б. Кавказа от ~10 км на СЗ до 5–5,5 км в центре и 6,5–7 км на востоке.

При реконструкции строения коры разных зон Б. Кавказа в начале миоцена принималось, что кора была изостатически выравнена и земная поверхность отклонялась от уровня моря не более чем на ~300 м, чему соответствует континентальная кора мощностью 40–42 км и средней плотностью 2,83 г/см³. Средняя плотность осадочного чехла оценена в 2,5 г/см³. Плотность пород фундамента под мощными осадочными бассейнами считалась повышенной до 2,9–2,93 г/см³, по аналогии с другими сходными структурами [3]. Результаты реконструкции строения коры приведены в Табл. 1.

Табл. 1. Расчётные характеристики земной коры Б. Кавказа в раннем миоцене

Тектоническая зона	Мощность J–Pg чехла	Мощность фундамента	Плотность фундамента	Поверхность Мохоровичича
Зона южного склона	18±2 км	~16±1 км	2,93 г/см ³	~34±2 км
Северо-Западный Кавказ	~14 км	~21 км	2,9 г/см ³	~35 км
Центральный Кавказ	2–2,5 км?	~40 км	2,83 г/см ³	~42 км
Восточный Кавказ	~11 км	~25 км	2,87 г/см ³	~36 км

ЛМЗ, западный сегмент	~10 км	~26 км	2,85 г/см ³	~36 км
ЛМЗ, центральный сегмент	~5 км	~34 км	2,84 г/см ³	~39 км
ЛМЗ, восточный сегмент	~7 км	~31 км	2,85 г/см ³	~38 км

ЛМЗ – Лабино-Малкинская зона

Постскладчатая структура. Мезозойско-кайнозойские отложения Б. Кавказа испытали большие или меньшие деформации: складчатость, разрывообразование, содвиг (деформации на мезо- и микроуровне [31]). Среди них есть продольные и секущие разломы со сдвиговой компонентой смещений [23, 30, 31], приводившие к продольному удлинению и отчасти поперечному сокращению Б. Кавказа. Но в данном случае нас интересуют тектонические нарушения, которые возникали под действием регионального или локального сжатия и вызывали поперечное укорочение и подъём поверхности деформируемых объёмов коры. Это складки, надвиги и содвиги. Последние пока не поддаются количественному определению. Поэтому оценки поперечного укорочения и утолщения коры, сделанные путём анализа складчато-надвиговых деформаций, представляются минимальными.

М.Л. Копп [6], опираясь на данные П.Д. Гамкрелидзе и И.П. Гамкрелидзе [8], оценивает суммарные амплитуды надвигания во флишевой части центрального сегмента ЗЮС в 60–100 км, что, по его мнению, соответствует почти двукратному укорочению зоны. Примерно такое же укорочение дают смещения по надвигам в части ЗЮС, сложенной ниже-среднеюрскими толщами [29]. Ф.Л. Яковлев [44] путём анализа складчатости определяет величину поперечного укорочения ЗЮС Северо-Западного Кавказа в ~44–45% (от 39% до 57% в разных сечениях). Близкую величину (до 44%) дают для того же района А.В. Маринин и Л.М. Расцветаев [23], использовавшие методику Ф.Л. Яковлева. Укорочение в восточном сегменте Зоны южного склона (Чиатурская, или Ковдагская, и Тфанская зоны) Ф.Л. Яковлев [43, 45] оценивает в среднем в 52–53%, т.е. чуть больше, чем в 2 раза. Таким образом, двукратное укорочение ЗЮС представляется весьма вероятным.

Поперечное укорочение Абино-Гунайской зоны Северо-Западного Кавказа, т.е. его части, расположенной севернее продолжения ГКР, определено величинами от первых процентов до 33%, в среднем $\leq 20\%$ [44]. Укорочение Восточного Кавказа (Шахдагская зона) Ф.Л. Яковлев [45] оценивает в среднем в 41%. Мезозойско-кайнозойское укорочение Центрального Кавказа не поддаётся оценке, но, вероятно, было не меньше, чем на Восточном Кавказе. В Лабино-Малкинской зоне укорочение не превышает первых процентов и возрастает (до 10–20%?) лишь в Известняковом Дагестане.

Для оценки воздействия этих деформаций на утолщение коры и, как результат, новейшее поднятие поверхности важен возраст деформаций. В ЗЮС их основная фаза имела место после накопления майкопской серии, т.е. в конце раннего миоцена или среднем миоцене. Ей предшествовали существенные предмайкопские деформации, отразившиеся в несогласном налегании майкопской серии и маломощных конгломератах в её основании, а также движения конца эоцена, запечатлённые в накоплении олистостром и «дикого флиша» в прибрежно-морских условиях [6, 18].

На территории Центрального Кавказа важнейшие деформации имели место в предбайосское и предкелловейское время, когда эта территория стала относительно поднятым блоком консолидированной коры. Верхнеюрские и более молодые отложения, сохранившиеся на краях блока, деформированы слабо. Киммерийские движения, значение которых подчеркнул Ю.Г. Леонов [6], охватили и соседние зоны, Лабино-Малкинскую и Восточного Кавказа. В Лабино-Малкинской зоне киммерийские, как и позднеальпийские, деформации сжатия проявились слабо. На большей части Восточного Кавказа о возрасте мезозой-кайнозойских деформаций судить трудно, поскольку район сложен ниже-среднеюрскими отложениями. Обнажения на краях зоны (например, на горе Шахдаг) показывают, что позднеальпийские деформации, по меньшей мере, не уступают таковым Известнякового Дагестана. На Северо-

Западном Кавказе главная фаза деформаций приходится на миоцен. Ей предшествовали эпизоды движений раннего палеогена, выраженные локальными размывами, несогласиями и формированием олистостром в прибрежно-морских условиях [22, 23].

Возраст главной фазы позднеальпийских деформаций, предмайкопский или послемайкопский, остаётся дискуссионным. Решение вопроса затруднено отсутствием майкопской серии в осевой части Б. Кавказа, где она или не отлагалась, или была размыта. Выраженное в разных тектонических зонах предмайкопское несогласие как будто свидетельствует в пользу первой оценки возраста [26]. Однако в составе морских тонкообломочных майкопских отложений отсутствуют или крайне малочисленны обломочные слои, указывающие на размыв значительных поднятий в пределах Б. Кавказа, кроме, возможно, части его центрального сегмента, выступавшего в виде низкой суши. М.Л. Копп и И.Г. Щерба [15] полагают, что большая часть Б. Кавказа покрывалась майкопским морем, наследовавшим прежние бассейны осадконакопления. Вместе с тем, в составе среднемиоценовых отложений периферии Б. Кавказа присутствуют слои, свидетельствующие о существовании выраженных в рельефе поднятий. Поэтому нами принимается послемайкопский возраст главной фазы позднеальпийских деформаций – конец раннего миоцена и средний миоцен.

Деформационное утолщение коры увеличивало её мощность и приводило к возникновению поднятий в местах наибольшего утолщения. Данные о деформационном утолщении коры и величине постскладчатого поднятия, рассчитанные по формуле (1), приведены в Табл. 2.

Табл. 2. Расчётная величина постскладчатого утолщения коры и связанного с ним изостатического поднятия поверхности Б. Кавказа

Тектоническая зона	Исходная мощность коры	Укорочение	Постскладчатая мощность коры	Утолщение коры	Изостатическое поднятие
Зона южного склона	~34±2 км	~50%	~68±4 км	~34±2 км	~4,8–5,4 км
Северо-Западный Кавказ	~35 км	~20%	~44 км	~9 км	~1,4 км
Центральный Кавказ, киммерийский	~38 км?	20–30%?	~48–52 км?	~10–14 км?	~1,5–2,1 км?
Центральный Кавказ, позднеальпийский	~42 км	10–20%?	~47–52 км	~5–10 км?	~0,8–1,5 км?
Восточный Кавказ, киммерийский	~38 км	20–30%	~48–52 км	~10–14 км	~1,5–2,1 км
Восточный Кавказ, позднеальпийский	~36 км	10–20%	~40–45 км	~4–9 км	~0,6–1,4 км
Известняковый Дагестан	~38 км	10–20%	~42–48 км	~4–10 км	~0,6–1,5 км
ЛМЗ, запад и центр	~36–39 км	<10%	~39–43 км	<3–4 км	<0,4–0,6 км

Предполагаемое утолщение коры и изостатическое поднятие Центрального Кавказа в результате киммерийской складчатости может отчасти объяснить размыв ниже-среднеюрских отложений и выход на поверхность палеозойского фундамента. Но на Восточном Кавказе при интенсивных киммерийских деформациях значительного предверхнеюрского поднятия и размыва не произошло. Под поверхностью М Восточного Кавказа с граничными скоростями $V_p=8,2-8,3$ км/с сейсмическими исследованиями выявлен слой пониженных до 7,8 км/с

скоростей на глубинах 59–66 км, а под ним ещё один глубинный раздел с граничной скоростью 8,5 км/с [16]. Возможно, раздел является реликтом древней подошвы коры, нижние горизонты которой испытали метаморфическое преобразование, приблизившее их по плотности к литосферной мантии. Уплотнение компенсировало утолщение коры, отчего киммерийское поднятие поверхности оказалось незначительным.

Расчётные оценки мощности коры, утолщенной позднеальпийскими деформациями, в большинстве зон Б. Кавказа отличаются от определений современной мощности земной коры Кавказа. По результатам сеймопрофилирования разными методами, в том числе ГСЗ, поверхность М находится под Центральным Кавказом на глубине ~50 км, а под Восточным Кавказом – 54–55 км; в восточной части ЗЮС она составляет 45–50 км, а к Терскому прогибу повышается до 43 км [16]. По данным из работы [9], мощность земной коры под Северо-Западным Кавказом составляет ~41 км, понижаясь под ЗЮС до ~35 км, а под Центральным Кавказом – 50–55 км, утоняясь под ЗЮС до ~50 км и под ЛМЗ – до 40–45 км. При сопоставлении этих данных с результатами расчётов обращает внимание аномально высокая оценка постдеформационной мощности коры ЗЮС (на ~20–30 км выше современной). Возможно, низы утолщенной коры ЗЮС (подобно киммерийскому Восточному Кавказу) были метаморфизованы и приобрели плотностные характеристики мантийных пород.

Преобразование постскладчатой структуры в современное горное сооружение. В ходе главной фазы деформаций и сразу после неё, т.е. в среднем и отчасти позднем миоцене, в составе молассы преобладал тонкообломочный материал. Объяснить это только глинисто-алевритовым составом источников сноса невозможно, поскольку среди них были и более прочные разности. По-видимому, высота деформационных поднятий не превышала среднегорных, что согласуется с приведёнными оценками изостатических поднятий (см. Табл. 2). Грубообломочный материал в разрезах молассы Б. Кавказа и его обрамления появляется в заметных количествах с позднего сармата (конец миоцена) и становится особенно обильным с плиоцена [26, 41]. По положению условной предорогеной поверхности, датированной поздним сарматом, Е.Е.Милановский [24] определил амплитуды новейшего поднятия: Северо-Западного Кавказа – до 1,5–2 км, в среднем на 1–1,5 км; Центрального Кавказа – до 3,5–5 км, в среднем на 2,5–3 км; Восточного Кавказа – до 4–4,5 км, в среднем ≥ 3 км; ЗЮС – до 1,5 км в западном сегменте Кавказа, до 2,5–3 км на западе центрального сегмента, до 3,5–4 км в его восточной части и ~3 км в восточном сегменте (Табл. 3).

Табл. 3. Сопоставление расчётных значений мощности земной коры перед и после главной фазы позднеальпийской складчатости и постскладчатого поднятия с современными величинами мощности коры и поднятия поверхности

Зона	Мдс, км	Одс, км	Мпс, км	Опс, км	Нпс, км	Мсов, км	Осов, км	Нсов, км
ЗЮС	32–36	16–20	64–72	32–40	4,8–5,4	35 (З) – 45–50 (Ц–В)		$\leq 1,5$ (З) – до 2,5–3,5 (Ц–В)
СЗ Кавказ	~35	~14	~44	~17	~1,4	~41		1–1,5
Ц. Кавказ	~42	~2,5(0–10)	~47–52		~0,8–1,5?	50–55	~2	2,5–3
В. Кавказ	~36	~11	~40–45	~13	~0,6–1,4	54–55	~10	≥ 3
ЛМЗ	36–39	5–10	~39–43	~6–11	<0,4–0,6	~43		<u>0,5–2</u>
Изв. Даг-н	~38	~7	~42–48		~0,6–1,5	~45		<u>1–2</u>

Мдс – доскладчатая мощность коры; Одс – доскладчатая мощность осадочного чехла; Мпс – постскладчатая мощность коры; Опс – постскладчатая мощность осадочного чехла; Нпс – постскладчатое поднятие поверхности; Мсов – современное положение поверхности М (ниже у.м.); Осов – современная мощность осадочного чехла; Нсов – современное поднятие.

Во всех тектонических зонах, кроме Северо-Западного Кавказа, современное поднятие больше расчётного поднятия, связанного с позднеальпийскими деформациями. Это означает, что с конца миоцена [24] или начала плиоцена [14] Б. Кавказ испытал дополнительный подъём сверх того, что обусловлен утолщением коры при сжатии. Амплитуда подъёма особенно велика в Центральном и Восточном Кавказе. Показателен район Эльбруса, где Е.Е. Милановский [24] отмечает реликты древней коры выветривания на высоте 3750 м. Очевидно, после её формирования район был поднят на ~3,5 км. Усиление поднятия произошло, вероятно, на фоне уменьшения скорости поперечного сжатия, на что указывают как GPS данные [39], так и результаты суммирования смещений по активным разломам [36]. Постскладчатая структура земной поверхности характеризовалась прямым отражением возникших в ту пору структурных форм в рельефе. В современной структуре, кроме части Известнякового Дагестана, зон активных в четвертичное время разломов и периклиналей Б. Кавказа, такое отражение является исключением. Очевидно, структура поверхности испытала перестройку, и не только из-за избирательной эрозии, связанной с разной прочностью пород.

Разуплотнение мантии зафиксировано на Б. Кавказе только под Эльбрусским вулканическим районом [25]. Вместе с тем под Центральным и Восточным Кавказом на уровне нижней коры и границы «кора–мантия» выделены объёмы пород пониженной плотности и повышенной электропроводности [9]. Такой объём под Эльбрусом на глубинах 35–50 км, характеризующийся пониженными скоростями сейсмических волн, идентифицирован как магматический очаг [27]. В других случаях для подобной интерпретации нет оснований. Решающим фактором разуплотнения и связанного с ним дополнительного воздымания представляется ретроградный метаморфизм пород близ границы «кора–мантия» под воздействием охлаждённых астеносферных флюидов. Их главным источником мог быть астеносферный поток от Эфиопско-Афарского суперплюма, достигший Б. Кавказа в позднем миоцене [11, 33, 37]. Важную роль флюидов в новейшей деформации коры Б. Кавказа отмечали А.В. Маринин и Л.М. Расцветаев [23]. Невыраженность потока в поле скоростей сейсмических волн объясняется его малой мощностью [33]. Однако этого оказалось достаточно, чтобы оказать флюидное воздействие на высоко метаморфизованные породы корового происхождения и вызвать их разуплотнение, приведшее к быстрому подъёму горного сооружения.

2. История новейшего горообразования в Альпийско-Гималайском поясе

К началу олигоцена восточная часть пояса была равнинной или слабо всхолмлённой сушей, а на западе участки суши чередовались с мелководными эпиконтинентальными морскими бассейнами, находившимися чаще всего в регрессивной фазе седиментационного цикла. На этом фоне выделялись реликты Неотетиса и задуговые бассейны с утонённой (субокеанической) корой. Реликты Неотетиса существовали в Трансгималаях (зона Инда–Цангпо), южнее Макрана (где бассейн позднее стал периферией Индийского океана), между Аравийской плитой и Санандадж-Сирджанской зоной Ирана и у северо-западного края будущей Аравийской плиты. Среди задуговых бассейнов крупнейшей была Карпато–Кавказская система эшелонированно расположенных прогибов, протягивавшаяся от Внешнекарпатской зоны до прото-Южнокаспийской впадины. Прогибы разделялись перемычками северо-западного простирания, частью бывшими областями мелководья. Южнее Сабзеварский прогиб, достигавший на западе Талыша, продолжался на восток Герирудским прогибом и сообщался с Предмакранским реликтом Неотетиса через Восточно-Иранский бассейн [13].

Новейшее горообразование развивалось в два этапа: 1 – с олигоцена до начала плиоцена и 2 – последние ~5–2 млн. лет (местами, возможно, с конца миоцена). Первый этап разделяется на три стадии, в течение которых ориентировка наибольшего сжатия различалась: олигоцен–ранний миоцен; конец раннего и средний миоцен; поздний миоцен и местами ранний плиоцен.

В первую стадию сжатие было ориентировано на ССЗ–ЮЮВ. На востоке региона закрылись субокеанские прогибы Сабзеварский и зоны Инда–Цангпо. Интенсивные деформации имели место на северо-западе Памиро–Гиндукуша, где привели к выдавливанию блока Юго-Западного Памира к востоку и его надвиганию на зону Юго-Восточного Памира, а также в окрестностях Кветты и Гератской зоне на севере Афганистана. Олигоцен-миоценовые конгломераты несогласно перекрыли деформированные отложения зоны Инда–Цангпо, а также обрамления Памира и Куньлуня. Дифференцированные вертикальные движения распространились в Тянь-Шань и, судя по разрезам Чуйской впадины, достигли Горного Алтая. Перед фронтом Западных Таврид субдукция конца эоцена – олигоцена завершилась их коллизией с Аравийской плитой и перекрытием аккреционной призмы нижнемиоценовыми осадками. ~17 млн. лет назад восстановилась Кипрская дуга и достигли кульминации деформации на северо-западе плиты. Они проявились и в других зонах Аравийско-Кавказского сегмента до южного фланга кавказских прогибов, а также в Балканах. Продолжалась начавшаяся в конце эоцена коллизия Адрии, Восточных Альп и Западных Карпат с Евразией, сопровождавшаяся развитием передового прогиба. Перемещение внутренних карпатских зон положила начало оформлению Карпатской дуги. Оно завершилось надвиганием сорванных покровов Северных Карпат на передовой прогиб в конце раннего миоцена. В олигоцене заложился грабен будущего Аденско-Красноморского рифта, что положило начало отодвиганию Аравии от Африканской плиты. В связи с этим ~20 млн. лет назад возникла Трансформа Мёртвого моря, северная часть которой тогда проходила вдоль континентального склона Левантинской впадины.

Во вторую стадию сжатие было ориентировано на СВ–ЮЗ. На востоке пояса деформации и надвигание охватили Гималаи, Каракорум и памирские зоны северо-западного простирания. Вместе с тем, в Центральном Тянь-Шане, где возникшие в олигоцене поднятия простирались на ВСВ, в миоцене области осадконакопления стали шире и перекрыли часть олигоценовых поднятий. Ослабление движений фиксируется в Чуйской впадине Горного Алтая. Интенсивные движения по Главному надвигу Загроса привели к закрытию реликтового бассейна Неотетиса между Аравийской плитой и Санандадж-Сирджанской зоной. Это положило начало развитию Месопотамского передового прогиба, наследовавшего прогнутую окраину Аравийской плиты. В конце среднего – начале позднего миоцена на северо-восточном фланге прогиба началась складчатость. Произошло закрытие кавказских прогибов Паратетиса, испытавших складчатость, и надвигание Внешней зоны Восточных Карпат на Фокшанскую впадину Предкарпатского прогиба.

В третью стадию с пиком в мессинии ориентировка сжатия вновь стала север-северо-западной или субмеридиональной. Возникла система южновергентных надвигов на южном склоне Большого Кавказа и в Пальмиридах. Активизировались деформации в Эллинидах и развитие надвигов на Памире. В некоторых межгорных впадинах Центрального Тянь-Шаня и в Чуйской впадине Горного Алтая в верхнем миоцене возросло содержание грубообломочных пород.

В течение всех стадий первого этапа в зонах концентрации деформаций сжатия возникали выраженные в рельефе поднятия, которые, таким образом, были результатом сжатия. Площадь поднятий, несмотря на локальные вариации, со временем нарастала. Судя по относительной тонкообломочности осадков и небольшой амплитуде врезов этого времени (первые сотни метров), поднятия были, как правило, не выше среднегорных.

К началу второго этапа горообразования окончательно оформился современный структурный план рассматриваемой части пояса и, в частности, сеть крупных активных разломов, перемещения по которым, преимущественно сдвиговые, указывают на субмеридиональную ориентировку оси сжатия. На северо-западе Аравии начало второго этапа

4–3,5 млн. лет назад сопровождалось перестройкой структурного плана северной части Трансформы Мёртвого моря: возникли её современные сегменты Яммуне и Эль-Габ и оперяющие их разломы. Тогда же окончательно сформировались Восточно-Анатолийская и Северо-Анатолийская зоны разломов и Главный современный разлом Загроса, обозначившие современные границы Аравийской и Анатолийской плит. Главным событием второго этапа стало резкое возрастание скоростей вертикальных тектонических движений [35]. Амплитуда поднятий удвоилась, а местами утроилась. Сформировались современные горные системы и высокие плато, а в предгорных прогибах и межгорных впадинах стала накапливаться грубая моласса. Наиболее значительное поднятие испытала Центральная Азия.

Начало этапа ускорения вертикальных движений не было строго одновременным. Увеличение средней высоты Гималаев более чем на 3 км и Центрального Тянь-Шаня на ~2 км произошло в квартере (последние ~2 млн. лет). Быстрое поднятие Тибета на 2500–3600 м началось 2.4–2.8 млн. лет назад; одновременно поднялись Куньлунь на 2600–3100 м и Тарим на ~1200 м. Выделены этапы усиления воздымания, причем интенсивность подъема от этапа к этапу возрастала. Памир за последние 3–5 млн. лет поднялся в среднем на ~2 км. На Алтае установлено ускорение воздымания в последние ~3.5 млн. лет. Тогда же стала возрастать контрастность рельефа в Прибайкалье. Интенсивный рост гор в плиоцен-квартере установлен на Б. Кавказе, в Высоком Загросе, Карпатах и Альпах. В Восточном Средиземноморье выявлен быстрый подъём Берегового и Ливанского хребтов.

3. Глубинные источники горообразования

Возникновение локальных поднятий на разных стадиях первого этапа горообразования, по-видимому, целиком (или почти целиком) было изостатической реакцией на утолщение коры сжатием. Общее поднятие горных систем, охватившее на втором этапе горообразования не только хребты, но и многие межгорные впадины и прилегавшие к хребтам части предгорных прогибов, наложилось на локальные проявления сжатия, которое в одних горных системах ослабело по сравнению с предшествовавшими стадиями максимальных деформаций (Б. Кавказ, Карпаты, Альпы), а в других возросло (Гималаи, Памир, Центральный Тянь-Шань). Но даже там, где сжатие возросло, расчёты, подобные выполненным для ЦТШ и Б. Кавказа, показали, что изостатическое поднятие утолщённой сжатием коры обеспечило <40% амплитуды суммарного плиоцен-четвертичного воздымания. Очевидно, главными источниками столь быстрого поднятия второго этапа были факторы групп (2) и (3). Показателем проявления процессов группы (2) является разуплотнение верхов мантии, выявленное интерпретацией гравиметрических данных [2, 46 и др.] и/или результатов сейсмических исследований [3, 7, 32, 47 и др.]. Помимо ЦТШ, такие признаки разуплотнения обнаружены под Гималаями, Тибетом, Памиро-Гиндукушем, Малым Кавказом, Карпатами и Альпами. Наиболее вероятная причина разуплотнения – частичное замещение мантийной литосферы менее плотным астеносферным веществом [3] или метаморфическое преобразование её пород астеносферными флюидами. Это не исключает проявления в этих регионах факторов группы (3). Их воздействие бесспорно в тех регионах, где существенного разуплотнения верхов мантии не зафиксировано, а деформационное сжатие коры оказалось недостаточным, чтобы обеспечить современную высоту поверхности. Помимо Б. Кавказа, к ним относятся некоторые другие горные системы северного края Альпийско-Гималайского пояса, в частности, Западный Тянь-Шань.

Источниками процессов, приведших к горообразованию, представляются астеносферные потоки, распространяющиеся от области восходящего потока мантийного вещества, которому в современной структуре соответствует меридионально вытянутый от оз. Малави до Красного моря Эфиопско-Афарский суперплюм [33, 37]. Именно эти потоки обуславливали с конца палеозоя до палеогена субдукцию новообразованной коры Тетиса и перемещение отторгнутых фрагментов гондванских плит и их приращение к Евразии. Закрытие Неотетиса, начавшееся в конце мела и завершившееся в среднем миоцене, замедлило сближение гондванских плит и Евразии, но астеносферные потоки продолжили прежнее движение и постепенно распространились до северного края орогенического пояса. В процессе движения они перерабатывали структуру верхней мантии, обогащаясь флюидами, которые прежде концентрировались в переходном слое 400–700 км. Активизированная таким образом

астеносфера оказывала воздействие на литосферу пояса (в первую очередь, флюидное), вызывая магматизм, метаморфические преобразования, расслоение и размягчение [3] литосферы, способствовавшее деформациям коры. Они обусловили возникновение выраженных в рельефе поднятий, как правило, не выше среднегорных.

К началу второго этапа горообразования эти процессы привели к консолидации коры, на что указывает возрастание роли разломов и, в частности, сдвигов в её деформации. Под консолидированной корой астеносферное вещество стало замещать отслоенные и деструктурированные фрагменты литосферной мантии, которые испытывали погружение. С участием охлаждённых астеносферных флюидов происходил ретроградный метаморфизм мантийных пород и близких к ним по плотности высоко метаморфизованных базитов палеоокеанского происхождения (серпентинизация ультрабазитов, амфиболитизация гранулитов и т.п.). Разуплотнение верхов мантии и протокоровых метабазитов привело к ускорению подъёма поверхности и формированию современного горного рельефа. В краевых частях пояса (Б. Кавказ, Западный Тянь-Шань), куда подвижные компоненты астеносферного потока проникли в последнюю очередь и не проявились разуплотнением верхов мантии, разуплотнение высоко метаморфизованных протокоровых пород явилось главным фактором усиления горообразования.

Литература

1. *Абдрахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С., Бурбанк Д., Рубин Ч., Миллер М., Молнар П.* Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (Киргизия) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 10. С. 1585–1609.
2. *Артемов М.Е.* Изостазия территории СССР. М., Наука, 1975, 215 с.
3. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М., Наука, 1993, 456 с.
4. *Артюшков Е.В.* Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // Геотектоника, 2003, № 2, с. 39–56.
5. *Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В., Додонов А.Е., Зарщиков А.А., Вишняков Ф.А.* Неотектоническое развитие Центрального Тянь-Шаня по данным о строении новейших впадин // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Бишкек: Научная станция РАН, 2009. С.12–19.
6. Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
7. *Винник Л.П., Алешин И.М., Кабан М.К., Киселев С.Г., Косарев Г.Л., Орешин С.И., Райгбер К.* Кора и мантия Тянь-Шаня по данным томографии приемных функций // Физика Земли. 2006. № 8. С. 14–26.
8. *Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П.* Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 57. Тбилиси: Мецниереба, 1965.
9. *Греков И.И., Корсаков С.Г., Компаниец М.А., Лаврищев В.А., Письменный А.Н., Семенуха И.Н.* Геоэлектрическая модель земной коры российского сектора Большого Кавказа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики, т. I. М.: ГЕОС, 2008. С. 239–244.
10. *Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А.* Млекопитающие и стратиграфия континентальных третичных отложений юго-востока Средней Азии. М.: Наука, 1982. 140 с.
11. *Ершов А.В., Никишин А.М.* Новейшая геодинамика Кавказско-Аравийско-Восточно-Африканского региона. Геотектоника. 2004. № 2. С. 55–72.
12. *Зубович А.В., Трапезников Ю.А., Брагин В.Д., Мосиенко О.И., Щелочков Г.Г. Рыбин А.К., Баталев В.Ю.* Поле деформации, глубинное строение земной коры и пространственное

распределение сейсмичности Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 10. С.1634-1640.

13. *Казьмин В.Г., Лобковский Л.И., Тихонова Н.Ф.* Позднемеловой–палеогеновый глубоководный бассейн Северного Афганистана – Центрального Памира и проблема Гиндукушских землетрясений // Геотектоника. 2010. № 2. С. 43–55.
14. Карта новейшей тектоники юга СССР, масштаб 1:1000000 / Под ред. Л.П. Полкановой. Л.; ВНИГНИ, 1971.
15. *Копп М.Л., Щерба И.Г.* Соотношение тектонического и эвстатического факторов развития кайнозойских бассейнов севера Средиземноморского пояса // Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 6. С.15–31.
16. *Краснопевцева Г.В.* Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984. 108 с.
17. *Крестников В.Н., Белоусов Т.П., Ермилин В.И., Чигарев Н.В., Штанге Д.В.* Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1979. 116 с.
18. *Леонов М.Г.* Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 149 с.
19. Литосфера Тянь-Шаня / Под ред. И.Е. Губина. М., Наука, 1986. 158 с.
20. *Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
21. *Макаров В.И., Алексеев Д.В., Баталёв В.Ю., Баталёва Е.А., Беляев И.В., Брагин В.Д., Дергунов Н.Т., Ефимова Н.Н., Леонов М.Г., Мунирова Л.М., Павленкин А.Д., Рёкер С.В., Рослов Ю.В., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г.* Поддви́г Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар–Сонкёль) // Геотектоника, 2010, № 2, с. 23–42.
22. *Маринин А.В., Копаевич Л.Ф., Ступин С.И.* Геологическое строение участка долины р. Убинка (Северо-Западный Кавказ) // Вестн. Моск. Ун-та. 2011. Сер. 4. Геология. № 5. С. 33–41.
23. *Маринин А.В., Расцветаев Л.М.* Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 191–224.
24. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
25. *Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У. и др.* Новейшая геодинамика Эльбрусско- Минераловодской области Северного Кавказа//Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С.99–105.
26. *Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 358 с.
27. Новейший и современный вулканизм России / Под ред. Н.П. Лавёрова. М.: Наука, 2005. 604 с.
28. *Панов Д.И.* Структурно-фациальное районирование Большого Кавказа на раннеальпийской стадии его развития (ранняя и средняя юра) //Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т.63, вып.1. С.13–24.
29. *Панов Д.И.* Тектоническая структура юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: Механизм и время её формирования // Сб. науч. тр. Северо-Кавказского гос. техн. ун-та. Сер. «Тектоника и геодинамика». Вып. 1. Ставрополь, 2002. С. 60–70.
30. *Расцветаев Л.М.* Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 106–111.
31. *Расцветаев Л.М.* Актуальные проблемы структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 333–373.

32. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) / Под ред. В.И. Макарова. М., Научный мир, 2005, 400 с.
33. Соколов С.Ю., Трифонов В.Г. Роль астеносферы в перемещении и деформации литосферы (Эфиопско-Афарский суперплюм и Альпийско-Гималайский пояс) // Геотектоника. 2012. № 3. С. 1–16.
34. Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А. Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С. 128–145.
35. Трифонов В.Г., Иванова Т.П., Бачманов Д.М. Эволюция центральной части Альпийско-Гималайского пояса в позднем кайнозое // Геология и геофизика 2012. Т.53, № 3. С. 289–304.
36. Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
37. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. Астеносферные потоки как источник перемещения и деформации литосферы // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Т. 2. М.: ИФЗ РАН, 2011. С. 185–190.
38. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 315 с.
39. Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А., Мишин А.В., Прилепин М.Т., Рейлинджер Р.Э., Хамбургер М.У., Шемпелев А.Г., Юнга С.Л. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмологическим данным) // Физика Земли. 1999. № 9. С. 3–18.
40. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 224 с.
41. Щербакова Е.М. Древнее оледенение Большого Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1973. 272 с.
42. Юнга С.Л., Яковлев Ф.Л. Памиро–Тянь-Шаньский регион // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН/ГЕОН, 2000. С. 431–434 с.
43. Яковлев Ф.Л. О построении рельефа поверхности раздела чехол-фундамент Большого Кавказа на основе определения величин сокращения складчатых структур // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Мат. 39-го тектонического совещ., т. 2. М.: ГЕОС, 2006. С. 411–415.
44. Яковлев Ф.Л. Первый вариант трехмерной модели строения осадочного чехла Северо-Западного Кавказа по данным поля складчатых деформаций // Проблемы тектонофизики. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 335–345.
45. Яковлев Ф.Л. Опыт построения сбалансированной структуры восточной части альпийского Большого Кавказа по данным количественных исследований линейной складчатости // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. Вып. 19, № 1.
46. Artemjev M.E., Kaban M.K. Density inhomogeneities, isostasy and flexural rigidity of the lithosphere in the Transcaspian region // Tectonophysics. 1994. Vol. 240. P. 281–297.
47. Artyushkov E.V., Baer M.A., Mörner N.-A. The East Carpathians: Indications of phase transitions, lithospheric failure and decoupled evolution of thrust belt and its foreland // Tectonophysics. 1996. Vol. 262. P. 101–132.
48. Molnar P., Ghose S. Seismic moment of major earthquakes and the rate of shortening across the Tien Shan // Geophys. Res. Lett. 2000. Vol. 27. P. 2377–2380.
49. Yin A., Nie S., Craig P., Harrison T.M., Ruerson F.J., Xianglin Q., Geng Y. Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tien Shan // Tectonics. 1998. Vol. 17, N. 1. P. 1–27.

50. *Zubovich F.V., Wang X., Scherba Y.G., Schelochkon G.G., Reilinger R., Reigber C., Mosienko O.I., Molnar P., Michaljew W., Makarov V.I.* GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions // *Tectonics*. 2010. Vol. 29. P. 1–23. TC6014.