

УДК 551.240+551.242

НОВЕЙШЕЕ ГОРООБРАЗОВАНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ПОЯСА

© 2012 г. В. Г. Трифионов¹, Т. П. Иванова², Д. М. Бачманов¹

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

²Институт динамики геосфер РАН, 117334, Москва, Ленинский просп., д. 38, корп. 6

Поступила в редакцию 27.09.2011 г.

С конца эоцена до начала плиоцена территория Альпийско-Гималайского пояса испытывала коллизионное сжатие, вызванное сближением плит гондванского ряда с Евразийской плитой и варьировавшее по направлению в разные эпохи от север-северо-западного до северо-восточного. Оно выражалось в складчатости, надвигании пластин континентальной коры одна на другую, закрытии остаточных бассейнов Неотетиса и его задуговых морей и приводило к локальному утолщению коры и ее изостатическому поднятию. Эти возвышенности, как правило, были не выше среднегорных, т.е. ~1.5 км. Иначе говоря, до начала плиоцена рост локальных горных сооружений обуславливался коллизионным сжатием пояса. Изостатическое поднятие утолщенной коры продолжалось и в плиоцене—квартере, причем местами интенсивнее, чем прежде, но на него наложились общее поднятие горных систем пояса. Оно существенно превосходило по амплитудам вклад поднятия, обусловленного сжатием, не зависело от кайнозойской истории той или иной территории, охватило не только хребты, но и большинство смежных с ними впадин и привело в конечном счете к современному горному рельефу пояса. Причиной такого дополнительного поднятия могло быть воздействие горячей и обогащенной флюидами астеносферы закрывшегося Тетиса, распространившейся под орогенический пояс. Поднятие было изостатической реакцией на разуплотнение верхов мантии в результате частичного замещения литосферной мантии астеносферой и низов коры в результате ретроградного метаморфизма под воздействием охлажденных астеносферных флюидов. Глубинные преобразования, вероятно, обусловили в плиоцене—квартере также углубление некоторых впадин и усиление поперечной сегментации пояса.

ВВЕДЕНИЕ

В.А. Обручев [41], вводя понятия “неотектоника” и “неотектонический” (новейший) этап, понимал под ними проявления процессов, которые привели к формированию современного рельефа. Его важнейшей особенностью являются высокогорные системы, отсутствовавшие на более ранних этапах мезозоя и кайнозоя. В статье рассматриваются история тектонических движений, обусловивших современный рельеф центральной части Альпийско-Гималайского орогенического пояса между Карпатами и Балкано-Эгейским регионом на западе и Тянь-Шанем, Куньлунем, Тибетом и Гималаями на востоке (рис. 1)¹, а также соотношения этих проявлений горообразования с коллизионным сжатием, вызванным сближением плит южного (гондванского) ряда с Евразийской плитой. Показано, что с олигоцена до начала плиоцена изостатическая компенсация утолщения земной коры при сжатии была главным источником формирования локальных поднятий в зонах концентрации де-

формаций. В плиоцене—квартере высота гор возросла в 2–3 раза. Это усиление горообразования не обеспечивалось усилением сжатия, а было в основном результатом разуплотнения коры и верхов мантии под воздействием астеносферы.

В орогеническом поясе доминирует продольная тектоническая зональность, при которой возраст становления коры последовательно омолаживается к югу и юго-западу. Это определялось эволюцией океана Тетис. В течение всей его истории на юго-западной (в современных координатах) пассивной окраине океана, которая имела докембрийский возраст фундамента, происходил рифтинг, перераставший в спрединг. Отчленявшиеся от Гондваны континентальные фрагменты перемещались на северо-восток, где океанская литосфера Тетиса субдуцировала под островные дуги или активные окраины северных плит. Неоднократное повторение этого процесса в виде образования Палео-, Мезо- и Неотетиса привело к последовательному причленению к северным плитам все новых микроплит — фрагментов Гондваны, разделенных сутурами, аккреционными клиньями и проявлениями синсубдукционного и синколлизионного магматизма и метаморфизма соответствующих стадий развития Тетиса.

¹ В дальнейшем описании мы для краткости будем называть Альпийско-Гималайским поясом его указанную центральную часть.

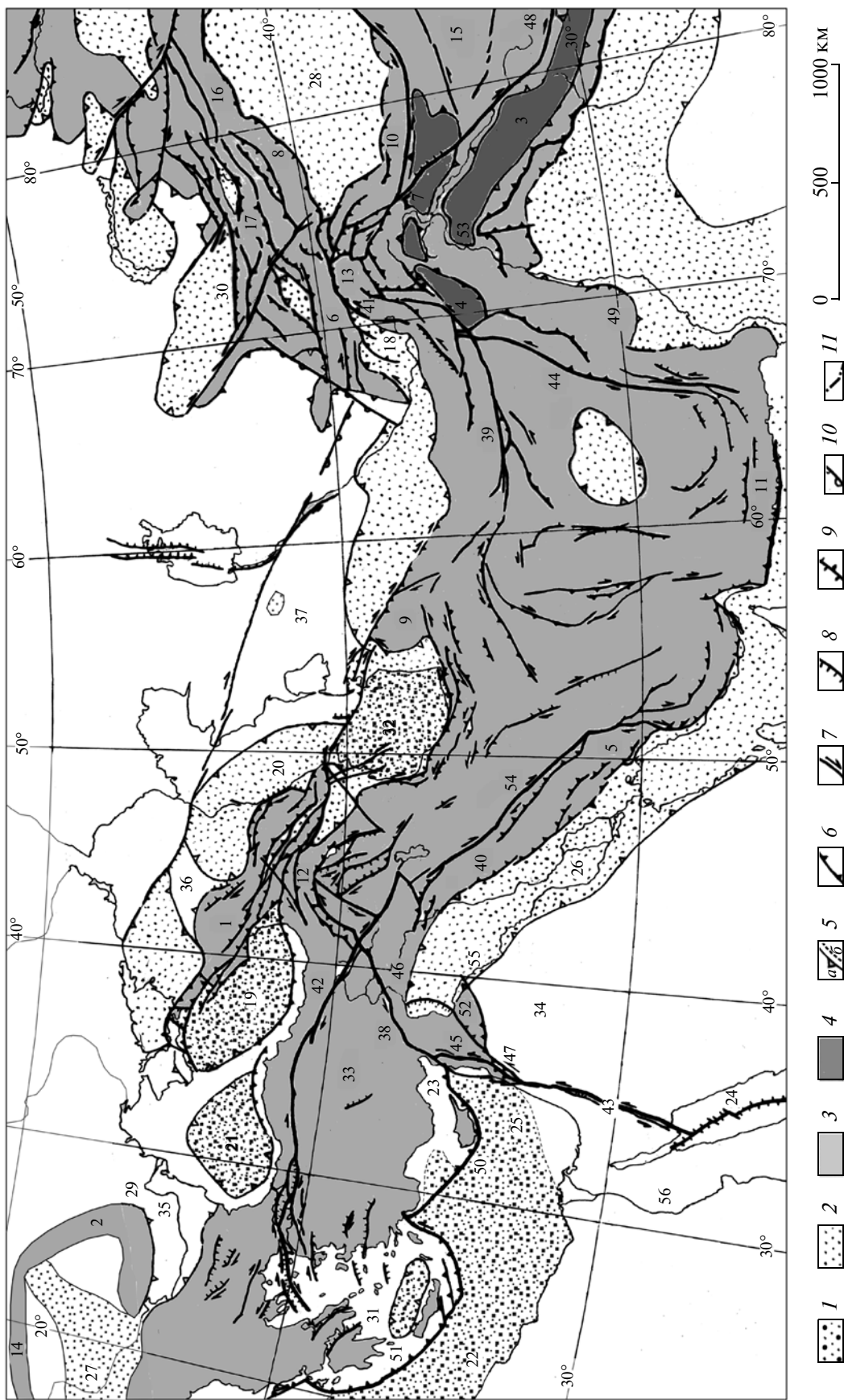


Рис. 1. Схематичная карта плиоцен-четвертичных структур Альпийско-Гималайского орогенического пояса от Восточного Средиземноморья до Центральной Азии

1, 2 – впадины: 1 – с субокеанической корой, 2 – области устойчивого прогибания на континентальной коре; 2 – Таримская поднятая впадина; 3 – горные системы, на рис. 3–5 низко- и среднегорные возвышенности (не выше 1.5 км); 4 – высочайшие горные сооружения; 5 – границы гор и межгорных впадин: а – на рис. 1, б – на рис. 3–5; 6–10 – разломы (на рис. 1 крупнейшие плиоцен-четвертичные разломы выделены утолщенными линиями): 6 – надвиг или взброс, 7 – сдвиг, 8 – сброс, 9 – раздвиг, 10 – флексура; 11 – линия Торнквиста (на рис. 3–5) и Пальмиро-Апшеронский линеамент (на рис. 5).

Цифры на карте – *горные системы*: 1 – Большой Кавказ, 2 – Восточные Карпаты, 3 – Гималаи, 4 – Гиндукуш, 5 – Загрос, 6 – Западный Тянь-Шань, 7 – Каракорум, 8 – Кокшаал, 9 – Копетдаг, 10 – Куньлунь, 11 – Макран, 12 – Малый Кавказ, 13 – Памир, 14 – Северные Карпаты, 15 – Тибет, 16 – Хан-Тенгри, 17 – Центральный и Восточный Тянь-Шань. *Впадины*: 18 – Афгано-Таджикская депрессия, 19 – Восточно-Черноморская впадина, 20 – Дербентский прогиб, 21 – Западно-Черноморская впадина, 22 – Ионическая впадина, 23 – Киликия–Адана (прогиб), 24 – Красное море (рифт), 25 – Левантинская впадина, 26 – Месопотамский прогиб, 27 – Паннонская впадина, 28 – Таримская впадина (микроплита), 29 – Фокшанская впадина (часть Предкарпатского прогиба), 30 – Чуйская впадина (Предтяньшанская), 31 – Эгейское море, 32 – Южно-Каспийская впадина. *Платформы*: 33 – Анатолийская, 34 – Аравийская, 35 – Мизийская, 36 – Скифская, 37 – Туранская. *Разломы и зоны разломов*: 38 – Восточно-Анатолийская зона, 39 – Гератская зона, 40 – Главный современный разлом Загроса, 41 – Дарвазский, 42 – Северо-Анатолийская зона, 43 – Трансформа Мертвого моря (Левантская зона), 44 – Чаманский, 45 – Эль Габ, 46 – Южно-Таврская зона, 47 – Яммуне. *Тектонические зоны*: 48 – Инда–Цангпо, 49 – Кветты, 50 – Кипрская дуга, 51 – Крито–Эллинская дуга, 52 – Пальмириды, 53 – Пенджабский синтаксис, 54 – Санандаж-Сирджанская. *Реки*: 55 – Евфрат, 56 – Нил

Слабопереработанные фрагменты (срединные массивы) сохраняли близких к платформенному режим развития. Этот процесс прослеживается с начала распада Пангеи в карбоне и особенно отчетливо в мезокайнозой, когда северные плиты слились в единую Евразийскую плиту.

В современных очертаниях большая часть орогенического пояса образована разновозрастными тектоническими зонами северной активной окраины Неотетиса, тогда как на его южной пассивной окраине находятся немногие горные сооружения, крупнейшие из которых – Гималаи и Загрос. Горы северного края пояса (Большой Кавказ, Копетдаг, Тянь-Шань, Северный Афганистан, Северный Памир, Куньлунь и Северный Тибет) возникли на палеозоидах, участие которых в строении пояса уменьшается к западу. Так, северная часть Тянь-Шаня каледонская, а южная – герцинская, тогда как западнее в состав пояса вошла лишь часть герцинид, а их северные продолжения образовали фундамент Туранской и Скифской эпипалеозойских платформ и герцинид Центральной Европы. Южнее выделяются сутуры и другие структурные индикаторы разных стадий развития Мезотетиса и, на крайнем юге, Неотетиса. На активной окраине выявлены следы существования задуговых прогибов, частично наследовавших реликты более ранних тетических бассейнов, а частично наложенных на иные структурные элементы. При неоднократном закрытии бассейнов с океанской и субокеанской корой в литосфере пояса сохранились реликты океанской коры, фиксируемые в виде высокоскоростных объемов на разных уровнях литосферы и проявляющиеся в ксенолитах изверженных пород.

Поскольку с позднего палеозоя до палеогена Тетис представлял собой вытянутый на северо-запад и сужавшийся в этом направлении залив Пацифики, горизонтальные перемещения при его

закрытии и формировании орогенического пояса в целом возрастали к востоку. Эта тенденция проявилась и в позднем кайнозойе в возрастании амплитуд латеральных смещений с запада на восток как в аналогичных частных структурах (например, в больших амплитудах сдвига на западном фланге Индийской плиты по сравнению с западным флангом Аравийской плиты), так и в масштабах сегментов пояса, укоротившихся в поперечном направлении на разную величину [3, 46, 80].

Современные горные системы закладывались в разных частях Альпийско-Гималайского пояса неодновременно, но на большей части пояса это случилось в олигоцене [46, 55]. Поэтому ниже история новейшего горообразования анализируется с олигоцена, а эоцен рассматривается как эпоха, ему предшествовавшая.

ЭОЦЕН

В эоцене литосфера будущего орогенического пояса представляла собой сочетание микроплит с сутурами, аккреционными клиньями и магматическими проявлениями более ранних стадий коллизии Евразии и плит Гондваны. На западе и в центре пояса обширные площади охватывались морским осадконакоплением, преимущественно эпиконтинентальным и мелководным. Такие моря покрывали большинство срединных массивов, обдуцированных на их края тектонических покровов и реликтов островных дуг мезозойского Тетиса и распространялись на соседние платформы – Мизийскую, Скифскую, Туранскую, Аравийскую и Африканскую. На востоке морское осадконакопление охватывало Афгано-Таджикский бассейн и Западный Тянь-Шань, распространяясь до западных частей Чуйской впадины и Таримской микроплиты [7, 11].

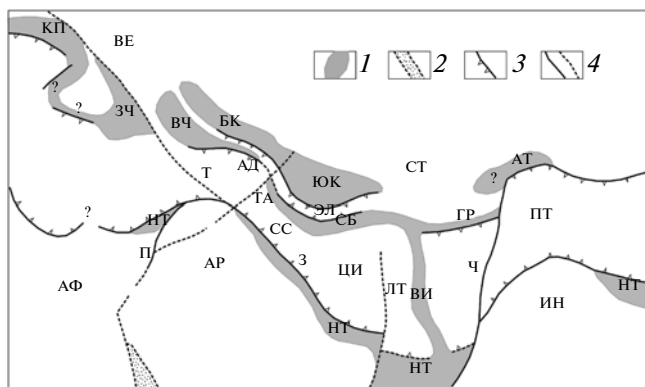


Рис. 2. Принципиальная схема основных структурных элементов Альпийско-Гималайского пояса в эоцене (~45 млн. лет назад), по работам [21, 30, 67, 84] с дополнениями

1 – бассейны с утоненной корой; 2 – проторифтовый прогиб Красного моря; 3 – крупнейшие надвиги и зоны субдукции; 4 – главные трансформные и другие разломы и их предполагаемые продолжения. Буквенные обозначения: АД – Алжаро-Триалетия, АР – Аравийская плита, АТ – Афгано-Таджикская депрессия, АФ – Африканская плита, БК – бассейн Большого Кавказа, ВЕ – Восточно-Европейская платформа, ВИ – Восточно-Иранская бассейн, ВЧ – Восточно-Черноморский бассейн, ГР – Герирудский бассейн, З – Главный надвиг Загроса, ЗЧ – Западно-Черноморский бассейн, ИН – Индийская плита, КП – Карпатский бассейн, П – Прото-Левантская трансформная зона, ЛТ – Лутская микроплита, НТ – реликты Неотетиса, ПТ – Памир и Тибет, СБ – Сабзеварский бассейн, СС – зона Санандадж-Синджар, Т – Прото-Северо-Анатолийская зона разломов, продолжающаяся разломом Печенега-Камена и линией Торнквиста, ТА – Талыш, ЦИ – Центрально-Иранская микроплита, Ч – Прото-Чаманская трансформная зона, ЭЛ – Эльбурс, ЮК – бассейн Южного Каспия

Остальная часть будущей Высокой Азии – Центральный и Восточный Тянь-Шань, Тарим, Памир-Гиндукуш-Каракорумский регион, Куньлунь и Тибет, были сушей. С относительно высоким стоянием Памир-Гиндукуш-Каракорумского региона сочетается, частично обуславливая его, широкое распространение гранитных батолитов, первые фазы становления которых датируются мелом, а заключительные – миоценом [53, 89]. Территория Центрального и Восточного Тянь-Шаня была в палеоцене и эоцене пенепленом с относительными превышениями в первые сотни метров, принимаемым за предороженную поверхность выравнивания [49, 52, 55]. Переотложенная кора выветривания конца мезозоя слагает красноцветную, преимущественно тонкообломочную толщу с фауной среднего–позднего эоцена и, возможно, раннего олигоцена [11]. В ее нижней части обнаружены покровы базальтов. Их К–Аг и Аг–Аг возрасты – 54–70 млн. лет [4, 28, 40, 43]. Мощность толщи обычно не более первых десятков метров, но в некоторых впадинах местами

превышает 100 м, отражая их начавшееся прогибание. Сходной алевроито-глинистой континентальной толщей мощностью до 30 м представлен нижний палеоген в Чуйской впадине Горного Алтая [16].

На фоне суши и областей эпиконтинентального морского осадконакопления выделялись более глубокие прогибы с утоненной (субокеанической) корой (рис. 2). Это были реликты Неотетиса и задуговые бассейны [21, 68]. Эоценовые реликты Неотетиса существовали в Трансгималаях (зона Инда–Цангпо), южнее Макрана, где бассейн сохранялся и позднее, став периферией Индийского океана, а также между Аравийской плитой и Санандадж-Сирджанской зоной Ирана, где следы бассейна представлены аккрецированными палеогеновыми осадками и мезозойскими офиолитами.

Сложную тектоническую историю имела область между Таврской микроплитой и северо-западным краем Аравийского выступа Африканской плиты [76]. До конца сеномана эта область была частью Тетиса, субдуцировавшего на севере под Тавриды. В конце сеномана – начале турона здесь возникла энсиматическая прото-Кипрская дуга, отделившая от Тетиса задуговой прогиб, где сформировался океанский комплекс Троодос. В позднем кампане – раннем маастрихте он испытал деформацию и стал частью структуры дуги в качестве параавтохтона. Тогда же северо-восточное продолжение дуги и океанские породы, находившиеся перед ней, обдуцировали на край Аравийской плиты [22]. Сохранившийся задуговой бассейн Киликия–Адана углубился в конце маастрихта, продолжая субдуцировать под Тавриды. В нем происходило пелагическое кремнисто-глинистое осадконакопление, датированное палеоценом – средним эоценом в Южно-Таврском меланжевом комплексе Мисис–Андириин [84, 85]. Этот бассейн сообщался на юге с Левантинской и Ионической впадинами Средиземного моря, которые развивались на южной пассивной окраине Неотетиса и были тогда, вероятно, мелководнее, чем сейчас.

Более раннее закрытие Неотетиса на востоке Южно-Таврской зоны (северный фланг Аравийской плиты), по сравнению с ее западной частью (Восточно-Средиземноморская окраина Африканской плиты), а также большие мощности позднемезозойских и кайнозойских осадков в Левантинской впадине, чем на ее восточном континентальном обрамлении [66], позволяют предположить существование между ними структурной границы трансформного типа, по меньшей мере, с позднего мезозоя. Эта граница следовала от зоны Южного Тавра вдоль современной Восточно-Анатолийской зоны разломов и продолжалась на юг по континентальному склону Восточного Сре-



Рис. 3. Схематическая карта основных структурных элементов Альпийско-Гималайского пояса в конце олигоцена (~25 млн. лет назад), по работам [5, 12, 17, 21, 23, 30, 67, 85, 87] с дополнениями
Условные обозначения см. на рис. 1

диземноморья, где выражена разломами на сейсмических профилях [61, 62]). В южной части она, возможно, смыкалась с проторифтовым прогибом, развивавшимся в позднем мелу – эоцене на части будущего Красноморского рифта [58].

Среди задуговых бассейнов крупнейшей была Карпато-Больше-Кавказская субширотная система прогибов, протягивавшаяся от Внешнекарпатской зоны до прото-Южнокаспийской впадины [24, 31, 56, 68]. Система имела эшелонированное строение: прогибы простирались на СЗ–ЮВ, и северо-западное окончание каждого более восточного прогиба начиналось севернее юго-восточного окончания более западного прогиба. Прогибы разделялись перемычками северо-западного простирания, частью бывшими областями мелководья. Южнее находился Сабзеварский прогиб, достигавший на западе Талыша, продолжавшийся на восток Герирудским прогибом и сообщавшийся с Предмакранским реликтом Нететиса через Восточно-Иранский бассейн [21].

О происхождении задуговых прогибов можно высказать лишь предположения. Меловые офиолиты в реликтах Сабзеварского и Восточно-Иранского прогибов указывают на спрединг [21]. В отношении Карпато-Больше-Кавказской си-

стемы приводились соображения о меловом и местами даже позднеюрском рифтинге как источнике прогибания [31, 68, 82]. Однако в эоцене эти унаследованные от мела прогибы не демонстрировали магматических признаков спрединга или глубинного рифтинга. Проявилось их поперечное укорочение с накоплением флиша и вулканизмом на сопредельных территориях. Поэтому углубление прогибов Карпато-Больше-Кавказской системы в палеогене [24], как и аналогичное углубление реликтового бассейна Киликия–Адана, следует связывать не с продолжающимся растяжением, а с другими причинами, возможно, уплотнением нижнекоровых мафических пород в результате метаморфизма.

Палеогеновые прогибы не везде унаследованы от меловых. Признаки их наложения на мелководные верхнемеловые отложения, перекрывшие разрушенные островные дуги Мезотетиса, обнаружены в Аджаро-Триалетском продолжении Восточно-Черноморской впадины и Талышском продолжении Сабзеварского прогиба [56]. Это дает основание предполагать, что они могли быть частями единого прогиба, позднее перекрытого надвиганием Малого Кавказа, т.е. Сабзеварская

впадина продолжала или кулисно подставляла Восточно-Черноморскую.

В конце среднего эоцена и позднем эоцене большая часть пояса (кроме его северной периферии) испытала складчато-надвиговые деформации [3, 68]. Сузились и частично закрылись задуговые бассейны Неотетиса [21, 51, 68]. В областях, где закрытие Неотетиса произошло до эоцена, например, перед Пенджабским выступом Индийской плиты, на эоцен (50–40 млн. лет назад) приходится пик высокобарического метаморфизма [70, 90]. Усиление деформационных процессов не привело к формированию горного рельефа. В областях аккумуляции преобладают тонкообломочные фации, а крупные обломки и блоки пород присутствуют лишь в некоторых аккреционных клиньях субдукционных зон.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОЯСА С ОЛИГОЦЕНА ПОНЫНЕ

Выделяются четыре стадии деформаций и метаморфизма, в течение которых сжатие орогенического пояса, определяемое движением гондванских плит, различалось по направлению [17, 46, 87]. Эти стадии соответствуют: олигоцену и раннему миоцену; среднему миоцену; позднему миоцену и раннему плиоцену; среднему плиоцену – квартру.

Олигоцен и ранний миоцен (~35–17 млн. лет назад)

На востоке региона начавшиеся в конце среднего эоцена деформации сжатия продолжались в олигоцене и привели к закрытию субокеанских прогибов Сабзеварского [21] и зоны Инда–Цанпо [57] (рис. 3). Интенсивные деформации сжатия имели место в Гератской зоне на севере Афганистана и на северо-западе Памиро-Гиндукуша, где вызвали выдавливание блока Юго-Западного Памира к востоку и его надвигание на зону Юго-Восточного Памира [17]. Поперечное сжатие в северной части зоны Кветты проявилось смятием эоценового прогиба Катаваз и надвигами северо-восточного простирания в офиолитовых зонах Хоста, Тарнака и Хашруда [12, 91].

В зонах концентрации сжатия возникли складчатые и послескладчатые поднятия. Олигоцен-миоценовые конгломераты несогласно перекрыли деформированные отложения зоны Инда–Цанпо [57, 92]. Они обнаружены и на обрамлениях Памира [53] и Куньлуня [37]. Дифференцированные вертикальные движения распространились в Тянь-Шань. В Центральном Тянь-Шане олигоцен представлен мелкогалечными конгломератами и более тонкообломочными отложениями [11, 36, 52, 55]. В составе гальки присутствует и местами составляет ведущую долю местный об-

ломочный материал [5]. Это означает, что основа современного структурного плана региона – зоны хребтов как области сноса и зоны впадин как области аккумуляции, зародились в олигоцене. В раннем миоцене вертикальные движения стали более вялыми, формировались делювиальные и озерные глинистые отложения, местами с эвапоритами. В Чуйской впадине Горного Алтая олигоцен и ранний миоцен представлены озерно-болотными глинисто-алеврито-песчаными осадками с прослоями бурых углей; песчано-гравийно-галечный аллювий в прибрежных частях впадины указывает на зарождение соседних поднятий [10].

Судя по относительной тонкообломочности осадков и небольшой амплитуде врезов этого времени (первые сотни метров [36, 52]), размах олигоценового рельефа в Центральном Тянь-Шане не превышал 1 км. Аномально грубые конгломераты Минкуш-Кёкёмеренского рампя являются продуктом разрушения активизированных позднепалеозойских покровов и не связаны с большим гипсометрическим контрастом [4]. Об отсутствии высоких гор свидетельствует и тонкообломочность молассы в предгорьях Памира и Гиндукуша (Афгано-Таджикская депрессия), Куньлуня (юг Таримской впадины) и Горного Алтая (Чуйская впадина). Вместе с тем, радиоизотопные данные о палеопочвах впадины Нима в Центральном Тибете указывают на условия высокогорья ~26 млн. лет назад [63]. Относительно большое изостатическое поднятие того же времени можно предполагать и на Юго-Западном Памире, верхнекоревая пластина которого мощностью 25 км надвинулась на континентальную кору Юго-Восточного Памира [15]. Но эти высокие горы были невелики по площади и позднее эродированы.

В Аравийско-Кавказском сегменте орогенического пояса, перед фронтом Южного Тавра, субдукция конца эоцена – олигоцен привела к образованию на северном склоне прогиба Киликия–Адана аккреционной призмы, сложенной фрагментами мезозойской океанской коры и ее раннепалеогенового чехла. На них сползли блоки карбонатного чехла Таврид. Процесс завершился на северо-востоке рассматриваемой области коллизией Таврид с Аравийской плитой и перекрытием аккреционной призмы нижнемиоценовыми осадками [84, 85]. На юго-западе сохранился реликт южного края бассейна, отчлененный восстановленной в раннем миоцене (~17 млн. лет назад) Кипрской дугой, под которую начал субдуцировать Левантинский бассейн южной окраины Тетиса. В это время деформации достигли здесь кульминации, что выразилось на северо-западе Сирии в резком угловом несогласии между эоценом и гельветом [87]. Деформации проявились и в других зонах Аравийско-Кавказского сегмента орогенического пояса вплоть до южного фланга кавказской части Карпато-Кавказской системы

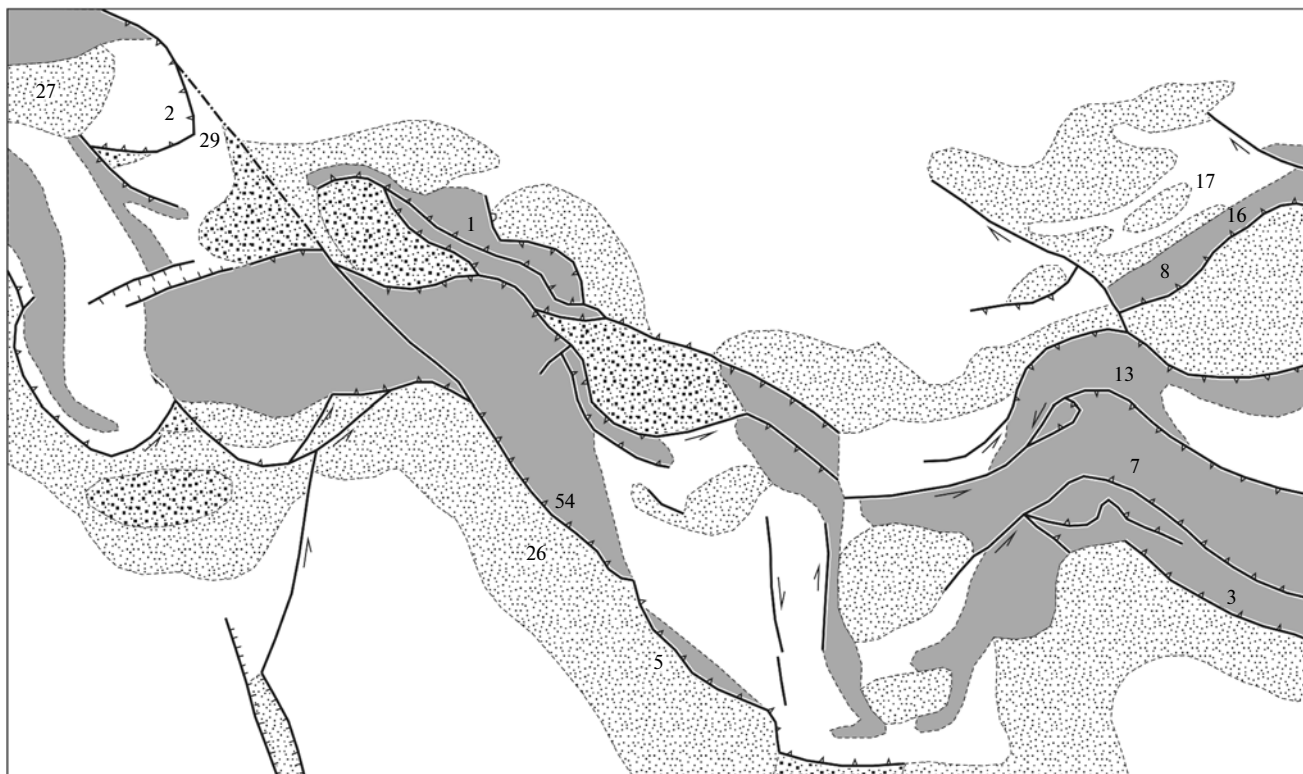


Рис. 4. Схематическая карта основных структурных элементов Альпийско-Гималайского пояса в начале среднего миоцена (~16 млн. лет назад), по работам [5, 17, 23, 30, 58, 67, 89, 90] с дополнениями
Условные обозначения см. на рис. 1

прогибов. Их пододвигание под Малый Кавказ сопровождалось формированием флиша и тектоногравитационных микститов [29, 31, 56]. Сами прогибы не испытали деформаций. В олигоцене они местами даже углубились, несмотря на глобальную регрессию, особенно интенсивную в начале позднего олигоцена [95], а эпиконтинентальное море трансгрессировало на весь Большой Кавказ и смежную с ним и Карпатами часть Скифской платформы [24]. В раннем миоцене привнос обломочного материала в осадочные бассейны сократился.

Важнейшим событием олигоцена стало заложение грабена на месте будущего Аденско-Красноморского рифта, что положило начало отодвиганию Аравии от Африканской плиты. В связи с этим в раннем миоцене (~20 млн. лет назад) возникла Трансформа Мертвого моря [67]. Ее северная часть проходила вдоль континентального склона Левантинской впадины [87], наследуя более раннюю трансформную зону. В Балканах за позднеэоценовой фазой надвигания последовало их поднятие в олигоцене. Продолжалась начавшаяся в конце эоцена коллизия Адрии, Восточных Альп и Западных Карпат с Евразией, сопровождавшаяся развитием передового прогиба, где флишевое осадконакопление сменилось молас-

совым [68]. Перемещение внутренних карпатских зон положила начало оформлению Карпатской дуги. Оно завершилось надвиганием сорванных покровов Северных Карпат на передовой прогиб в конце раннего миоцена.

Олигоценовые поднятия (преимущественно низкогорные, судя по составу предгорной моласы) ограничивались на западе пояса зонами концентрации коллизионного сжатия. За исключением кавказских прогибов Паратетиса, площади поднятий возрастают, а осадки эпиконтинентальных бассейнов, например, на севере Аравии принадлежат регрессивной фазе палеогенового седиментационного цикла. Вероятно, это связано с усилением коллизионного сжатия, хотя отчасти может объясняться глобальным падением уровня мирового океана.

Все структуры орогенического пояса, подвергшиеся деформациям сжатия в олигоцене и раннем миоцене, простираются широтно или на северо-восток. Это указывает на север-северо-западную ориентировку оси наибольшего сжатия, возможно, связанную с тем же направлением движения плит гондванского ряда.

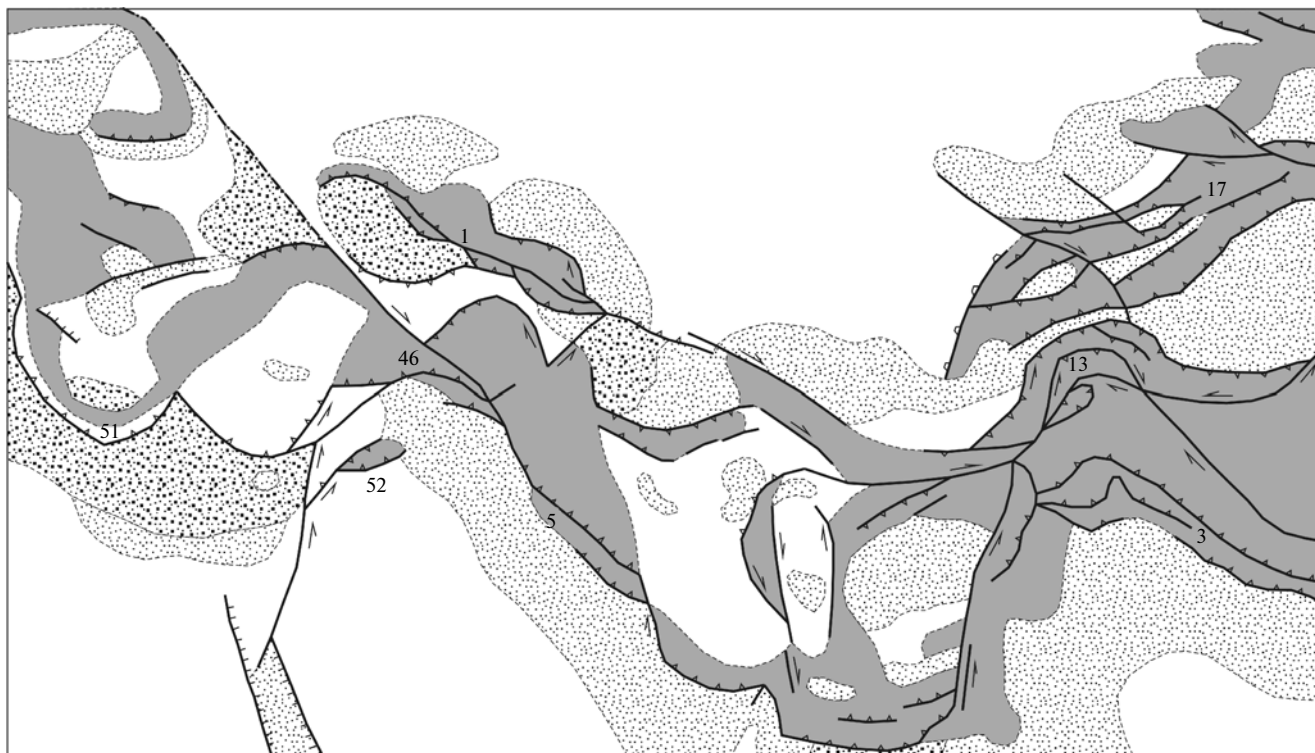


Рис. 5. Схематическая карта основных структурных элементов Альпийско-Гималайского пояса в мессинии (~6 млн. лет назад), по работам [5, 17, 30, 67, 87] с дополнениями
Условные обозначения см. на рис. 1

Средний миоцен (~17–11 млн. лет назад)

Во вторую стадию (конец раннего миоцена и средний миоцен) на востоке пояса наиболее интенсивные латеральные перемещения и деформации коровых блоков происходили в области Индо-Евразийской коллизии. Деформации и надвигание охватили Гималаи, Каракорум и памирские зоны северо-западного простирания, где выражены пиком метаморфизма и гранитообразования [17, 89, 90] (рис. 4). Вместе с тем, в Центральном Тянь-Шане, где олигоценные поднятия простирались на восток-северо-восток, интенсивность движений ослабевает. Средняя скорость врезания стала меньше, чем в олигоцене [52]. В миоцене преобладают тонкообломочные (песчано-алевритно-глинистые) озерные осадки, тогда как аллювиально-пролювиальные отложения занимают подчиненное место. Области осадконакопления расширились, перекрыв часть олигоценных поднятий [5]. Каждый из осадочных бассейнов представлял собой цепочку изменявшихся озер, связанных постоянными или временными протоками. Бассейны разделялись зонами плоских поднятий, служивших источниками сноса части обломочного материала. К югу и востоку, с приближением к современному хребту Кокшаал и массиву Хан-Тенгри, грубость обломочного материала возрастает, указывая на большие превыше-

ния и эрозию. Оттуда происходил водный вынос большей части материала, с чем согласуется частичное замещение прослоев карбонатов эвапоритами по мере удаления от этих поднятий. Сходный режим развития фиксируется в Чуйской впадине Горного Алтая со среднего миоцена до начала плиоцена [6]. В центре впадины накапливаются озерные глинисто-алевритно-тонкопесчаные осадки, а по ее краям более грубообломочные пролювиально-аллювиально-дельтовые отложения – от разнозернистых песков до гальки.

Свидетельства переориентировки наибольшего сжатия на северо-восточное в конце раннего – начале среднего миоцена обнаружены и в более западных районах пояса. На северо-западе Аравийской плиты наступает тектоническое затишье с развитием гельветско-тортонского седиментационного цикла, а интенсивные движения происходят по Главному надвигу Загроса и приводят к закрытию реликтового бассейна Неотетиса между Аравийской плитой и Санандадж-Сирджанской зоной [68]. Это положило начало развитию Месопотамского передового прогиба, наследовавшего прогибавшуюся и прежде северо-восточную окраину плиты. В конце среднего – начале позднего миоцена на северо-восточном фланге прогиба началась складчатость.

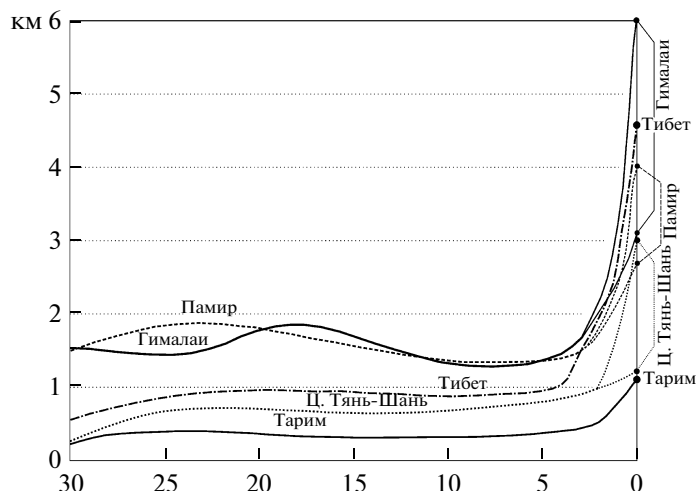


Рис. 6. Ускорение роста горных сооружений Центральной Азии в плиоцен–квартере. Для Гималаев (Г), Памира (П) и Центрального Тянь-Шаня (Ц) наряду с наблюдаемыми значениями высоты представлены меньшие расчетные значения, показывающие, какой высоты достигло бы плиоцен-четвертичное поднятие только из-за усиления сжатия

Происходит обмеление и затем закрытие кавказских прогибов Паратетиса, и в конце второй стадии слагающие их осадки испытали складчатость [24, 31]. С подобной переориентировкой сжимающих усилий, возможно, связано надвигание Внешней зоны Восточных Карпат на Фокшанскую впадину Предкарпатского прогиба в конце среднего и начале позднего миоцена [60]. Мощность покровного комплекса Восточных Карпат составляет сейчас 8–12 км, а первоначально могла достигать 10–14 км. Однако, как показали цитируемые авторы, такое увеличение мощности осадочного чехла не вызвало поднятия поверхности до расчетной величины 1.5–2.4 км, она осталась на высоте ~0.5 км. Следовательно, произошла компенсация подъема на 1–2 км с уплотнением вещества на более глубинном уровне литосферы. Подобное явление, вероятно, имело место на южном склоне Большого Кавказа, где интенсивное смятие и скупивание осадочных толщ также не привело к образованию высокогорного рельефа. Судя по составу обломочных комплексов, высокогорий не возникло и в других регионах пояса, а на месте смещенных и деформированных внутренних зон Карпат образовалась Паннонская впадина.

**Поздний миоцен – ранний плиоцен
(~10–3.6 млн. лет назад)**

В третью, позднемиоцен-раннеплиоценовую, стадию преобладающая ориентировка сжатия вновь становится север-северо-западной или субмеридиональной. Пик диастрофизма приходится на мессиний. Возникла система южновергентных надвигов на южном склоне Большого Кавказа (рис. 5). На южном фланге области взаимодей-

ствия Аравийской и Евразийской плит имела место главная фаза складчатости и надвигания в Пальмирах. Активизировались складчатые деформации в Эллинидах и надвигообразование на Памире. Началась проградация выражавшихся в рельефе складчато-надвиговых зон на юг от Главных надвигов Загроса и Тавра. В Гималаях подобная проградация проявилась переходом фронта максимальных смещений и деформаций в зону Передового разлома.

В некоторых межгорных впадинах Центрального Тянь-Шаня в верхнем миоцене отмечено возрастание содержания грубообломочных пород, сменяющихся более тонкообломочными вверх по разрезу. Эти грубообломочные породы возникли из-за активизации и разрушения позднепалеозойских тектонических покровов, т.е. усиления скорее горизонтальных, чем вертикальных движений [5]. В Горном Алтае также отмечено увеличение содержания грубообломочных пород в отложениях Чуйской впадины. В результате позднемиоценовых смещений и складчатости местами, например на Большом Кавказе [24], возник расчлененный рельеф, однако состав обломочного материала в межгорных впадинах и передовых прогибах здесь, как и в других частях пояса, указывает на поднятия, не превышавшие среднегорных.

**Средний плиоцен – квартер
(последние ~3.6 млн. лет)**

К среднему плиоцену сформировалась современная сеть крупных активных разломов пояса, перемещения по которым (преимущественно сдвиговые) указывают на субмеридиональную ориентировку оси наибольшего сжатия. На севе-

ро-западе Аравии начало четвертой стадии 4–3.5 млн. лет назад сопровождалось перестройкой северной части Трансформы Мертвого моря: если в миоцене ее основная ветвь следовала вдоль континентального склона, то теперь возникли сегменты Яммуне и Эль-Габ, где сконцентрировалась основная часть перемещений [87] (см. рис. 1). Тогда же окончательно оформились Восточно-Анатолийская и Северо-Анатолийская зоны разломов и Главный современный разлом Загроста, обозначившие современные границы плит [46, 88, 97, 98].

В последние 4–2 млн. лет скорости вертикальных тектонических движений резко возросли, и вертикальная амплитуда смещений, как минимум, удвоилась, а местами утроилась. Именно в это время сформировались современные горные системы и высокие плато, а в предгорных прогибах и межгорных впадинах повсеместно стала накапливаться грубая моласса. Наиболее значительное усиление восходящих движений фиксируется в Центральной Азии (рис. 6). Начало фазы ускорения вертикальных движений не было одновременным. Увеличение средней высоты Гималаев более, чем на 3 км [81], и Центрального Тянь-Шаня на ~2 км [27, 47, 52] произошло с конца плиоцена (~2 млн. лет). Быстрое поднятие Тибета началось 2.8–2.4 млн. лет назад и составило 2500–3600 м; одновременно поднялись Куньлунь на 2600–3100 м и Тарим на ~1200 м [37, 77, 81]. Это дает среднюю скорость подъема Тибета 1.0–1.5 мм/год и Куньлуня 1.0–1.2 мм/год. Выделены этапы усиления воздымания, причем интенсивность подъема от этапа к этапу возрастала. Последний из них начался в конце среднего плейстоцена, и в течение него скорость воздымания достигла нескольких, местами 10 мм/год. По данным повторного нивелирования, скорости современного подъема Тибета составляют в среднем 5.8 мм/год и возрастают от Куньлуня и Северо-Восточного Тибета к Гималаям [99]. Памир за последние 3–5 млн. лет поднялся в среднем на ~2 км. На Алтае данными трекового анализа выявлено ускорение воздымания в последние ~3.5 млн. лет [64]. Тогда же стала возрастать контрастность рельефа в Прибайкалье, где погребение молассы в Тункинской, Южно-Байкальской и других впадинах обусловлено не только усилением рифтогенеза, но и ростом хребтов на месте прежних низкогорий.

Интенсивный рост гор в плиоцене–квартере установлен на Большом Кавказе [38], в Карпатах [60] и Альпах [1]. На северо-западном окончании Месопотамского прогиба (среднее течение Евфрата) в начале плиоцена еще продолжалось лагунно-озерное осадконакопление, но затем его сменяет грубообломочный аллювий, отражающий интенсивный снос обломочного материала с проградировавших на юг антиклинальных поднятий. На сирийском побережье Средиземного моря выявлен быстрый рост Береговой антиклина-

ли. Она начала развиваться в миоцене, когда с ее осевой части было смыто на ~500 м отложений больше, чем с восточного крыла. На эродированную поверхность антиклинали излились базальты, К–Аг возраст которых составляет от 6.3 ± 0.3 до 4.3 ± 0.2 млн. лет [93]. Сейчас на ее западном крыле базальтовые гиалокластиты, возникшие 5.4 ± 0.2 млн. лет назад в полосе воздействия морской воды, залегают в 260–300 м над уровнем моря [30]. В осевой части антиклинали базальты с возрастными 5.4–4.8 млн. лет подняты на высоту 800 м, а на восточном крыле антиклинали расположены ниже 400 м. Столь же интенсивное плиоцен-четвертичное поднятие испытала Ливанская прибрежная антиклиналь [69].

Хотя усилившееся в плиоцене–квартере поднятие горных систем распространилось на большинство сопряженных с ними межгорных и предгорных впадин, в ряде крупных отрицательных структур западной части пояса в это время усилилось опускание. Признаки этого обнаружены в Черном море, Южном Каспии и юго-восточной части Терского прогиба, продолжающегося в Средний Каспий как Дербентский прогиб. Здесь максимальная мощность чехла превышает 14 км, а плиоцен-четвертичного комплекса – 5 км, причем особенно интенсивное прогибание началось в конце плиоцена и продолжается до сих пор, оставаясь нескомпенсированным осадконакоплением [32]. Западная часть Южного Каспия представляет собой нескомпенсированную впадину глубиной до 1 км с утоненной до 8–10 км кристаллической частью коры. Здесь накопилось до 20 км осадков; не менее половины их приходится на плиоцен-четвертичные отложения, а мощность лишь среднеплиоцен-четвертичного комплекса местами превышает 6 км [1, 32].

В позднем миоцене началось и в плиоцене–квартере стало более интенсивным погружение Эгейского моря [68]. Тогда же, начиная с тортона и особенно в плиоцене–квартере, углубились Ионическая и Левантинская впадины Средиземного моря. Об усилении прогибания последней от тортона к плиоцену–кварталу свидетельствует возрастание скоростей осадконакопления в разных частях впадины в 2–6 раз [19]. Нескомпенсированная осадками Левантинская впадина характеризуется глубинами до 2500 м (в абиссальной равнине Геродота до 3200 м). На севере впадины обособляется трог перед Кипрской дугой, выраженный на западе глубокой батиметрической депрессией между Кипром и подводным поднятием Эратосфен, а на востоке подводным продолжением прогиба Нахр Эль-Кабир с мощностью плиоцен-четвертичных осадков более 1800 м. Собственно Левантинская впадина представляет собой реликт южной окраины Неотетиса, который сейчас имеет субокеанический тип коры: мощный (до 10–14 км) осадочный чехол и поверх-

ность Мохо на глубинах 20–25 км [61]. Нижняя и верхняя части неогена–квартера впадины разделены мессинскими эвапоритами, которые на юге замещаются аллювиально-дельтовыми отложениями Пра-Нила. Уровень гиперсоленого мессинского бассейна был ниже современного уровня Средиземного моря, что доказывается переглублением мессинских русел Пра-Нила и других рек, впадавших тогда в море [79]. Эвапориты залегают сейчас на глубинах 2 км и более.

В начале плиоцена прорвавшиеся черноморские и океанские воды затопили Средиземное море, включая Левантинскую впадину. Глубины ее дна уменьшаются к восточному побережью и особенно к югу, где обширная мелководная область занята дельтой Нила, в подводной части которой мощности плиоцена–квартера достигают 3–3.5 км [86]. На границе дна впадины с континентальным склоном между г. Тель-Авивом и г. Бейрутом они составляют 1.3 км [62], а подошва плиоцена опущена до 2.2–2.4 км [19]. Вместе с тем, на западе Сирии, в наземной части прогиба Нахр Эль-Кабир, 30-метровый разрез мессинских гипсов обнажен на высоте ~50 м над уровнем моря. Плиоценовые морские глины перекрывают их с размывом и базальными брекчиями гипсов и домессинских карбонатов и слагают склоны соседних поднятий на высотах до 250 м. На склонах не обнаружено признаков ингрессивного залегания плиоцена. Подводная часть прогиба Нахр Эль-Кабир и соседняя часть континентального склона нарушена разломами, по которым прогиб ступенчато погружается к западу [74]. На сейсмических профилях через борт Левантинской впадины между Бейрутом и Тель-Авивом видно, что горизонтально слоистые и утоняющиеся в сторону берега отложения плиоцена–квартера образуют на континентальном склоне флексуру с углами наклона до 10°, осложненную разломами [62]. Амплитуда смещения подошвы плиоцена достигает 1.5–1.7 км. Наклон слоев уменьшается от плиоцена к квартеру, но даже позднеплейстоценовые (тирренские) террасы местами наклонены в сторону моря под углом 3°.

Описанные соотношения показывают, что уровень моря в мессинии был ниже современного на несколько сотен метров. Поскольку тортонские карбонаты, возникшие в очень мелководном море, сейчас находятся в долине р. Нахр Эль-Кабир на высотах не более первых сотен метров, плиоцен-четвертичное поднятие побережий было невелико. Оно становилось более значительным лишь в береговых антиклинальных хребтах [69]. Таким образом, возрастание вертикального контраста между раннеплиоценовым положением земной поверхности на современной суше и в море произошло, главным образом, за счет углубления Левантинской впадины, которая после мессиния испытала тектоническое опускание ам-

плитудой не менее 1.5 км. В дельте Нила имело место дополнительное изостатическое погружение, связанное с нагрузкой мощных осадков.

Следовательно, плиоцен–квартер был временем усиления не только восходящих, но и нисходящих тектонических движений, т.е. общего возрастания их контрастности.

СООТНОШЕНИЯ ГОРООБРАЗОВАНИЯ И КОЛЛИЗИИ

Следы первых горных поднятий в пределах Альпийско-Гималайского пояса относятся к олигоцену, а широкого распространения горные системы достигли в плиоцене–квартере. Этот неотектонический этап непосредственно следовал, частично совпадая во времени, за эпохой коллизионного закрытия Неотетиса и его задуговых бассейнов, начавшейся в конце мела и завершившейся в разных местах в интервале от конца эоцена до среднего миоцена. Область горообразования в значительной мере совмещается с областью проявлений коллизии, хотя на востоке и выходит за ее пределы. Все это дало основание считать новейшее горообразование результатом коллизионного сжатия, что сейчас стало почти общепринятым. Рассмотрим, насколько это мнение справедливо.

Методические подходы

О наличии и высоте поднятий, выступающих над уровнем моря или поверхностью субаэрального пенеплена, существовавшего в рассматриваемом месте ранее и сохранившегося по соседству с ним, можно судить по составу обломочного материала, снесенного с эродируемого поднятия, и величине коррелятных врезов в его поверхность. Анализируя обломочный материал, следует иметь в виду, что грубые фации могли накапливаться и в результате разрушения надвигавшихся пластин аллохтона при их небольшом поднятии [4, 29]. В некоторых бассейнах обломочный материал отложился в результате удаленной водной транспортировки и не характеризует высоту смежных поднятий. Все это требует выяснения палеотектонической обстановки осадконакопления.

Что же касается глубины врезов, то при интенсивной линейной эрозии, сопровождавшей рост горных хребтов, на их вершинах и склонах могут сохраняться останцы предорожденной поверхности, по которым можно судить об общей величине поднятия. Ступенчатость склонов хребтов интерпретируется большинством исследователей как отражение импульсности поднятия и лежит в основе представлений о ярусности рельефа. Ускорение вертикальных движений усиливает эрозионные процессы, и на склоне поднятия формируется эрозионно-тектонический уступ (врез), опирающийся на дно впадины или долины, которая

служит местным базисом эрозии и на которой происходит аккумуляция продуктов эрозионной деятельности. Чем выше скорость поднятия, тем более грубые и мощные отложения накапливаются. Следующий импульс воздымания приводит к поднятию прилежащего к уступу участка впадины, ниже которого формируется более молодой врез. Поднятый участок становится ступенью на склоне. Ступени, расположенные на близких гипсометрических уровнях на склонах разных хребтов, образуют, вместе с опирающимися на них врезами, региональный ярус рельефа, возникшего в единый интервал времени. Это предполагает корреляцию вреза с грубой нижней частью того или иного молассового комплекса, а ступени в основании вреза – с его более тонкой верхней частью [36]. Возможность сопоставить ярус рельефа с определенным комплексом молассы позволяет судить по осадкам о развитии горного сооружения и величине поднятия в разные эпохи. При интенсивном поднятии ранние формы рельефа могут, однако, оказаться разрушенными и сохранившиеся формы не будут отражать его истинного размаха, о чем можно судить по новейшей структуре хребта.

Таким образом, возникновение и рост горного сооружения фиксируется комплексом седиментационных, геоморфологических и структурно-геологических признаков, совокупность которых, если и не позволяет выяснить все черты рельефообразования в регионе, то дает представление об общих тенденциях восходящих движений.

Горные поднятия как результат коллизионного сжатия

Выше было показано (см. рис. 1, 3–5), что в течение новейшего этапа Альпийско-Гималайский пояс под действием коллизионного сжатия испытал поперечное укорочение. Оно сопровождалось вращением отдельных микроплит [23]. Ориентировка осей сжатия в орогеническом поясе изменялась. В первую стадию (олигоцен – ранний миоцен) она была преимущественно северо-северо-западной, во вторую стадию (конец раннего миоцена и средний миоцен) – северо-восточной, а в третью стадию (поздний миоцен и ранний плиоцен) вновь стала северо-северо-западной или субмеридиональной. В четвертую стадию (средний плиоцен – квартал) преобладало меридиональное сжатие.

Намечается геодинамическая корреляция тектонических событий на северных флангах Аравийской плиты с эволюцией Аденско-Красноморской рифтовой системы [20, 87, 93]. В первую стадию рифтовая система проградировала в западном направлении, из-за чего Аденский рифт растягивался интенсивнее, чем Красноморский. Соответственно, Аравийская плита двигалась на

север-северо-запад. Во вторую стадию Красноморский рифт растягивался более интенсивно, чем Аденский, и Аравийская плита двигалась на северо-восток. В третью стадию раздвигание усилилось, что было связано с разрывом континентальной коры и началом спрединга [20, 72]. Поскольку разрыв коры и спрединг начались в Аденском рифте раньше, чем в Красноморском, плита двигалась на север-северо-запад. Наконец, в четвертую стадию спрединг распространился и в Красноморский рифт, после чего плита стала двигаться на север. Однако, как показано выше, аналогичные изменения направления сжатия имели место и в других сегментах орогенического пояса, не испытывавших влияния дрейфа Аравийской плиты. Очевидно, они отражают более общие геодинамические изменения, определявшие, в числе прочего, и дрейф Аравии.

Не согласуется с указанными изменениями напряженно-деформированного состояния проградация Загросского складчатого пояса, при которой поле напряжений оставалось неизменным в течение второй, третьей и четвертой стадий развития. На это указывает параллельность разновозрастных складок и соскладчатых разломов, в общем простирающихся на северо-запад. В отличие от складок, структурная рама Загроса в виде Главного современного разлома (правого сдвига) вписывается в субмеридиональное сжатие, установившееся в плиоцене–квартере. В это время Главный разлом оказался отделенным от продолжавших развитие складок Загроса ранее возникшими складчатыми зонами, где складчатость прекратилась. Вероятно, здесь сочетаются поля напряжений разного ранга: трансрегиональное, определяемое общим движением и взаимодействием литосферных плит и микроплит, и региональное, охватывающее только Загрос. Последнее может быть обусловлено клиновидной формой Аравийской плиты, создающей при ее северном дрейфе сжатие северо-восточного края. Подобная проградация с теми же геодинамическими последствиями имела место в Гималаях, где фронт максимальных смещений и деформаций перемещался после среднего миоцена от Центрального надвига в зону Передового, затем Фронтального разломов и сейчас распространяется в Субгималаи.

С конца эоцена до начала плиоцена выраженные в рельефе поднятия возникали и развивались в тех тектонических зонах пояса, которые испытывали наибольшее сжатие и укорочение. Такие поднятия можно рассматривать как результат изостатической компенсации утолщения коры при сжатии. Дифференциация пенеплена с возникновением поднятий и межгорных впадин произошла и вне областей коллизионного диастрофизма, выраженного покровно-складчатыми структурами, например, на Тянь-Шане и Алтае.

Их сжатие могло вызываться воздействием перемещавшихся в ходе коллизии микроплит. Для Центрального Тянь-Шаня таковым было давление Таримской микроплиты. Поскольку в течение новейшего этапа направление наибольшего сжатия изменялось, поднятия разного простирания возникали в разное время, причем появление гор могло немного отставать от начала диастрофизма, возможно, из-за инерционности изостатической компенсации.

Высота возникавших в разное время горных поднятий оценивалась двумя способами: во-первых, геолого-геоморфологическим по методике, обсуждавшейся в предыдущем разделе статьи; во-вторых, аналитическим на основе связи поднятия коры с ее деформационным укорочением. Е.В. Артюшков [47] предложил для этого формулу:

$$\Delta\zeta_{сж} = [(\rho_m - \rho_k)/\rho_m](h_1 - h_0) = [(\rho_m - \rho_k)/\rho_m][(L_0 - L_1)/L_1]h_0, \quad (1)$$

где $\Delta\zeta_{сж}$ – величина изостатического поднятия в условиях локальной изостазии (m), 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 и ρ_k – средняя плотность коры ($кг/м^3$). Величина и скорость укорочения и, соответственно, начальная ширина области оценивались по структурно-геологическим данным, а начальная мощность коры – по ее мощности в соседних недеформированных областях со сходными начальными характеристиками коры (Тянь-Шань, Гималаи) или на основе геологических особенностей, если рассматриваемая область изначально отличалась от соседних (Памир, Загрос).

Расчеты изостатического поднятия с олигоцена из-за утолщения коры при сжатии, сделанные Е.В. Артюшковым таким способом для Центрального Тянь-Шаня, показали, что к концу плиоцена (началу интенсивного воздымания) поднятие составило 0.6–0.9 км [47]. Это совпадает с геолого-геоморфологическими оценками, согласно которым к концу плиоцена высота поднятий не превышала 1.5 км, разница высот поднятий и поверхности впадин – 1 км, а средняя высота Центрального Тянь-Шаня была близка к 1 км, что на ~0.7 км выше исходного предорогненного пенеплена. Иначе говоря, до начала усиления горообразования рост поднятий мог целиком определяться сжатием региона.

К аналогичным выводам приводят изучение молассовых серий и редкие оценки величин коррелятных им врезов в поверхности выравнивания и педилены в других горных системах пояса. Возникавшие с олигоцена до раннего плиоцена поднятия, за редкими локальными исключениями, были не выше среднегорных, т.е. возвышались над предорогненным пенепленом не более,

чем на ~1.5 км. Они вполне могли быть созданы утолщением коры при сжатии. В Восточных Карпатах и на Большом Кавказе деформационное утолщение коры в среднем–позднем миоцене не привело к адекватному поднятию территории. В Карпатах это связывают с уплотнением низов коры [60]. Возможно, аналогичный процесс имел место и на Кавказе. С ним же отчасти связано образование Паннонской впадины.

В современной структуре пояса четко проявлена его поперечная сегментация. Восточный сегмент, отделенный от центрального Дарваз-Чаманской системой разломов, характеризуется максимальным воздыманием, охватывающим не только горные системы, но и большинство сопряженных с ними впадин и равнин (микроплит). Эта особенность восточного сегмента проявлялась на всем протяжении новейшего этапа, усиливаясь со временем. Здесь широко представлен кайнозойский гранитный магматизм, тогда как в других сегментах гранитов мало, но шире проявлен новейший вулканизм. Центральный сегмент, отделенный от западного Трансформой Мертвого моря и Восточно-Анатолийской зоной разломов, характеризуется более дифференцированным рельефом. Горные системы здесь ниже, чем на востоке, и наряду с ними по периферии пояса развиваются впадины Каспия и Персидского залива. Вдоль западной окраины сегмента протягивается полоса интенсивного новейшего вулканизма. В западном сегменте области горных поднятий сочетаются с впадинами, причем в плиоцене–квартере здесь усилилось как воздымание гор (Альпы, Карпаты, Ближний Восток), так и погружение впадин.

Можно было бы предположить, что гипсометрические различия сегментов связаны с разными скоростями их сжатия (поперечного укорочения). Оно, действительно, максимально в восточном сегменте, где обусловлено большим перемещением Индийской плиты. Но в том же сегменте наибольшее тектоническое поднятие произошло не в области Пенджабско-Памирской дуги, где укорочение было максимальным, а в Гималаях, где оно было меньше. Очевидно, различия интенсивности вертикальных движений связаны не только с разной интенсивностью сжатия, но и с особенностями строения литосферы, обусловленными тектонической историей и глубинной геодинамикой.

Особенности плиоцен-четвертичного горообразования

Плиоцен-четвертичные проявления горообразования принципиально отличаются от предыдущих стадий развития орогенического пояса не только большей интенсивностью восходящих движений, но и обширностью охваченных терри-

торий, независимо от их тектонической истории. Поднятия охватили всю Центральную Азию и так или иначе проявились в других регионах пояса.

Усиление восходящих движений в плиоцене–квартере не связано с ускорением движения плит и усилением коллизионного сжатия. Местами интенсивность сжатия уменьшилась. Так, в Альпах и Западных Карпатах коллизия закончилась еще в среднем миоцене, а горы стали расти в плиоцене на фоне уменьшившегося сжатия. На Большом Кавказе рост поднятий ускорился в плиоцене–квартере на фоне уменьшения скорости сжатия, что фиксируется как GPS данными [54], так и суммированием смещений по активным разломам [48]. Даже там, где сжатие усилилось (Гималаи, Памир, Центральный Тянь-Шань), амплитуды поднятия, связанные с утолщением коры при сжатии, составляют лишь часть общего поднятия поверхности за это время (см. рис. 6). Так, если в Центральном Тянь-Шане скорости сжатия, полученные по данным о позднечетвертичных смещениях по разломам и результатам GPS измерений (5–10 мм/год), распространить на всю фазу усиления горообразования (поздний плиоцен и квартал), то она окажется выше средней скорости сжатия в предыдущие эпохи (2.5–3 мм/год). При такой возросшей скорости сжатия коры связанное с ним изостатическое поднятие оценивается по формуле (1) в 180–360 м, т.е. 9–18% прироста средней высоты горного сооружения на ~2 км [47]. Аналогичный расчет плиоцен-четвертичного прироста высоты Гималаев и Памира дал вклад сжатия не более 40–50%. Поднимались, хотя и слабее хребтов, большинство межгорных впадин, что также нельзя считать проявлением сжатия. Таким образом, независимо от того, усилилось или ослабело сжатие региона в плиоцене–квартере, с ним можно связать, да и то не везде, лишь часть возрастания скорости восходящих движений. Для остального представляется необходимым привлечение иных факторов.

Роль астеносферы в горообразовании

Перемещение литосферных плит обусловлено латеральным течением горных масс в более глубоких слоях верхней мантии и, прежде всего, в астеносфере как проявлением разноуровневой мантийной конвекции [34, 45, 50]. Тетис зародился в конце палеозоя юго-западнее закрывшегося палеозойского океана в связи с рифтогенным распадом Пангеи. Для новейшей тектоники Альпийско-Гималайского пояса важное значение имела высокая активность астеносферы Тетиса, обусловленная двумя факторами.

Первый фактор – геодинамическое воздействие Эфиопско-Афарского суперплюма, поднимающегося из нижней мантии [65]. Оценивая его роль, надо иметь в виду, что во всех сегментах по-

яса отмечен эоценовый и миоценовый вулканизм [25, 26, 39, 75, 83, 94]. Не ограничиваясь зонами субдукции на краях закрывавшихся бассейнов, он нередко имел сходные черты с вулканизмом энсиалических дуг. В восточном сегменте проявилось грандиозное многофазное гранитообразование, продолжавшееся до миоцена [12, 53, 89]. Разуплотнение коры при гранитообразовании могло приводить к дополнительному поднятию. Латеральный астеносферный поток от Эфиопско-Афарского суперплюма проявился в повышенном вулканизме Аравийско-Кавказского сегмента пояса [13, 93]. Наиболее ранние проявления вулканизма фиксируются в Эфиопии в эоцене. К концу миоцена астеносферный поток распространился до Большого Кавказа, что отразилось в последовательном омоложении начала вулканизма к северу. Однако этим значение суперплюма, по нашему мнению, не исчерпывается.

В современной структуре суперплюма располагается на границе Африканской и Сомалийской плит и в области их тройного сочленения с Аравийской плитой. Если допустить длительное стационарное положение суперплюма, то до эоцена он находился восточнее Сомалийской малой плиты, занявшей современное положение благодаря восточному дрейфу Африки в процессе раздвигания Атлантики. Сейсмоотографические данные показывают, что суперплюмом представляет собой субмеридионально вытянутую зону, распространяющуюся на юге почти до Малави [44]. Возможно, в прошлом он был еще длиннее. По мере дрейфа над этой зоной, астеносфера Гондваны обогащалась ее горячими компонентами, и скорость горячих астеносферных потоков возрастала. От Гондваны последовательно отторгались все новые фрагменты, двигавшиеся вместе с литосферой Тетиса к северо-востоку, где она субдуцировалась под плиты евразийского ряда.

Вторым фактором активности астеносферы Тетиса было ее обогащение флюидами. Результаты анализа сейсмоотографических данных по зонам субдукции и их континентальному обрамлению, полученные для северо-востока Азии [14] и подтвержденные для Индонезийского сегмента Альпийско-Гималайского пояса [44], показали, что субдуцированные слэбы редко погружаются глубже ~700 км. Чаще они полностью или частично переходят на уровне ~400–700 км в горизонтальные высокоскоростные объемы, распространяющиеся под континент. Из-за своего происхождения и кристаллохимических особенностей эти объемы содержат химически связанные водные компоненты [42]. Судя по тому, что вулканизм, связываемый с Эфиопско-Афарским суперплюмом, достиг Большого Кавказа, субдуцированные холодные слэбы после погружения фрагментировались, и астеносферные потоки распространялись через них. Разрушение и де-

гидратация высокоскоростных объемов на уровне ~400–700 км обогащала астеносферу флюидами. С закрытием Тетиса коллизия гондванских и евразийских плит замедлила их сближение, но горячая водосодержащая астеносфера бывшего Тетиса проникла в кайнозой под весь Альпийско-Гималайский пояс.

Первые три стадии неотектонического развития пояса отличают: (1) интенсивные деформации; (2) интенсивная тектоническая расслоенность и связанные с ней большие масштабы латеральных перемещений, в которых участвуют блоки и пластины фундамента; (3) коллизионный вулканизм и гранитообразование. В значительной мере эти особенности обусловлены влиянием астеносферы. Воздействие астеносферных флюидов вызвало размягчение литосферы, что, согласно Е.В. Артюшкову [2], было условием интенсивных новейших деформаций, приводивших к возникновению выраженных в рельефе поднятий. Флюиды облегчали тектоническое расслоение литосферы по зонам высоких градиентов физических свойств горных пород и большие латеральные перемещения. Магматическая активность возбуждалась воздействием активной астеносферы, которая в процессе движения деформировала литосферу, обеспечивая локальную декомпрессию, проникновение флюидов и других компонент астеносферы и обуславливая тем самым формирование внутрилитосферных, в том числе коровых, очагов [33]. По мнению Н.В. Коронова и Л.И. Деминой [26], магматические очаги в низах коры и самых верхах мантии Кавказского региона возникли за счет тепломассопереноса и окисления восстановленных флюидов с более глубоких уровней мантии.

Крупномасштабные деформации коровых масс с олигоцена до начала плиоцена, сопровождавшиеся их метаморфизмом и коровым магматизмом, привели к гомогенизации и консолидации земной коры в тех областях пояса, где этого не произошло раньше, подготовив четвертую плиоцен-четвертичную стадию неотектонического развития. Консолидация коры выразилась на этой стадии прекращением крупномасштабного гранитообразования, локализацией вулканизма в ограниченных зонах, нередко связанных со сдвигами [25, 73, 93, 96], а также тем, что сдвиги стали ведущей формой реализации поперечного сокращения пояса, тогда как складчато-надвиговые деформации сконцентрировались во впадинах с мощным осадочным чехлом (Субгималаи, Афгано-Таджикская депрессия, предгорья Тавра, Низкий Загрос, периклиналы Кавказа).

Под консолидированной корой тектонически расслоенная и деструктурированная предшествовавшими деформациями литосферная мантия стала частично замещаться менее плотной асте-

носферой [1, 2, 47], что резко усилило рост горных поднятий. На это указывают пониженные скорости сейсмических волн под высочайшими горными системами Центральной Азии (Гималаи, Тибет, Куньлунь, Памир-Гиндукуш-Каракорумский регион, Центральный и Восточный Тянь-Шань) [8, 9, 35, 37, 78], отражающие разуплотнение верхов мантии, установленное и по гравиметрическим данным [59, 71]. М.К. Кабан [18] отметил те же черты в гравитационном поле Малого Кавказа. Понижение скоростей сейсмических волн, связанное с подъемом астеносферы, выявлено под Восточными Карпатами [60].

Вторым фактором усиления роста гор могло быть разуплотнение нижнекоровых масс в результате ретроградного метаморфизма при воздействии охлажденных к плиоцену астеносферных флюидов. Вероятно, этот фактор стал ведущим в поднятии Большого Кавказа и Западного Тянь-Шаня, под которыми разуплотнение верхов мантии не зафиксировано (кроме Эльбрусского очага). Под оба горных сооружения поток активной астеносферы проник лишь в конце миоцена – начале плиоцена после закрытия обрамлявших их с юга прогибов. Поэтому его воздействие не дошло до частичного замещения литосферной мантии, но под консолидированной еще в палеозое корой оказалось достаточным для метаморфического разуплотнения высокометаморфизованных пород корового происхождения в основании коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В кайнозой, особенно с конца эоцена, разные зоны Альпийско-Гималайского пояса испытывали коллизионное сжатие, вызванное сближением плит гондванского ряда с Евразийской плитой. Оно выражалось в складчатости, надвигании пластин континентальной коры одна на другую, закрытии остаточных бассейнов Неотетиса и его задуговых морей и приводило к локальному утолщению коры и ее изостатическому поднятию. Возникавшие таким образом поднятия, как правило, не превосходили гипсометрического уровня низко- и среднегорных возвышенностей. Так продолжалось до начала плиоцена, причем площади, занятые поднятиями, увеличивались с каждой новой тектонической фазой. Иначе говоря, до начала плиоцена рост горных сооружений почти целиком обуславливался коллизионным сжатием пояса, хотя местами возникали отклонения от изостатической компенсации сжатия как в сторону больших амплитуд поднятия (в восточном сегменте, где на изостатическом балансе могло сказаться разуплотнение коры при гранитообразовании), так и в сторону меньших амплитуд (в Восточных Карпатах и на Большом Кавказе, где могло проявиться метаморфическое уплотнение нижней части коры).

Процесс изостатического поднятия утолщенной сжатием коры продолжался и в плиоцене–квартере, причем местами даже интенсивнее, чем прежде, но на него наложилось общее поднятие большей части орогенического пояса. Оно превосходило по амплитудам вклад поднятия, обусловленного локальным утолщением коры при сжатии, не зависело от кайнозойской истории той или иной территории, охватило не только горные сооружения, но и большинство смежных с ними впадин и привело в конечном счете к современному горному рельефу пояса. Причиной этого поднятия, не связанного с коллизионным сжатием, могло быть воздействие активной астеносферы закрывшегося Тетиса, распространившейся под орогенический пояс: изостатическая реакция на разуплотнение верхов мантии в результате частичного замещения литосферной мантии астеносферой и низов коры в результате ретроградного метаморфизма под воздействием охлажденных астеносферных флюидов. Глубинные преобразования, вероятно, обусловили в плиоцене–квартере также углубление ряда впадин и усиление поперечной сегментации пояса.

Исследования поддержаны Программами ОНЗ РАН № 6 “Геодинамика и физические процессы в литосфере и верхней мантии” и № 9 “Строение и формирование основных типов структур подвижных поясов и платформ” и грантом РФФИ 11-05-00628-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
2. *Артюшков Е.В.* Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // *Геотектоника*. 2003. № 2. С. 39–56.
3. *Баженов М.Л., Буртман В.С.* Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты–Кавказ–Памир. М.: Наука, 1990. 167 с.
4. *Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А., Зарщиков А.А.* Минкуш–Кёкёмеренская зона новейшей транспрессии в Центральном Тянь-Шане // *Геотектоника*. 2008. № 3. С. 30–50.
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. *Богачкин Б.М.* История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М.: Наука, 1981. 131 с.
7. *Буртман В.С.* Соотношение Памира и Тянь-Шаня в мелу и кайнозое // *Проблемы геодинамики литосферы*. М.: Наука, 1999. С. 144–178.
8. *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.
9. *Губин И.Е.* (отв. ред.) Литосфера Тянь-Шаня. М.: Наука, 1986. 158 с.
10. *Девяткин Е.В.* Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 242 с.
11. *Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А.* Млекопитающие и стратиграфия континентальных третичных отложений юго-востока Средней Азии. М.: Наука, 1982. 140 с.
12. *Дронов В.И.* (ред.) Геология и полезные ископаемые Афганистана. Кн. 1. Геология. М.: Недра, 1980. 535 с.
13. Ершов А.В., Никишин А.М. Новейшая геодинамика Кавказско-Аравийско-Восточно-Африканского региона // *Геотектоника*. 2004. № 2. С. 55–72.
14. *Жао Д., Пирайно Ф., Лиу Л.* Структура и динамика мантии под Восточной Россией и прилегающими регионами // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 9. С. 1188–1203.
15. Земная кора и верхняя мантия Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1981. 284 с.
16. *Зыкин В.С., Казанский А.Ю.* Стратиграфия и палеомагнетизм кайнозойских (дочетвертичных) отложений Чуйской впадины Горного Алтая // *Геология и геофизика*. 1995. Т. 36. № 10. С. 75–90.
17. *Иванова Т.П., Трифонов В.Г.* Неотектоника и мантийные землетрясения Памиро-Гиндукушского региона // *Геотектоника*. 2005. № 1. С. 64–77.
18. *Кабан М.К.* Гравитационная модель литосферы и геодинамика // *Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии*. М.: ОИФЗ РАН/ГЕОН, 2000. С. 267–290.
19. *Казаков О.В., Васильева Е.В.* Геологическое строение глубоких впадин Средиземного моря. М.: Недра, 1992. 188 с.
20. *Казьмин В.Г.* О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов) // *Геотектоника*. 1974. № 6. С. 3–14.
21. *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.
22. *Книппер А.Л., Савельев А.А., Рукье М.* Офиолитовая ассоциация Северо-Западной Сирии // *Геотектоника*. 1988. № 1. С. 92–104.
23. *Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
24. *Копп М.Л., Щерба И.Г.* Соотношение тектонического и эвстатического факторов развития кайнозойских бассейнов севера Средиземноморского пояса // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 1993. Т. 68. Вып. 6. С. 15–31.
25. *Короновский Н.В., Демина Л.И.* Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // *Геотектоника*. 1999. № 2. С. 17–35.

26. *Короновский Н.В., Дёмина Л.И.* Позднекайнозойский вулканизм Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 251–284.
27. *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.
28. *Крылов А.Я.* Абсолютный возраст пород Центрального Тянь-Шаня и применение аргонового метода к метаморфическим и осадочным породам // Докл. сов. геологов на XXI МГК. Пробл. 3. М.: Изд. АН СССР, 1960. С. 222–244.
29. *Леонов М.Г.* Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 149 с.
30. *Леонов Ю.Г.* (отв. ред.) Очерки геологии Сирии. М.: Наука, 2000. 200 с.
31. *Леонов Ю.Г.* (отв. ред.) Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
32. *Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Волож Ю.А. и др.* Геологические аспекты проблемы колебаний уровня Каспийского моря // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998. С. 30–57.
33. *Летников Ф.А.* Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1262–1269.
34. *Лобковский Л.И., Котёлкин В.Д.* Океаническая история и асимметрия Земли с позиций термохимической мантийной конвекции // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Т. I. М.: ГЕОС, 2010. С. 423–427.
35. *Лукк А.А., Винник Л.П.* Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира // Геотектоника. 1975. № 5. С. 73–80.
36. *Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
37. *Макаров В.И.* (отв. ред.) Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005. 400 с.
38. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
39. *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.
40. *Несмеянов С.А., Решетов В.Ю., Шмидт Г.А.* О фауне и возрасте Торуйгырского местонахождения млекопитающих в Киргизии // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52. № 2. С. 83–86.
41. *Обручев В.А.* Основные черты кинематики и пластики неотектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 13–24.
42. *Отани Э., Чжао Д.* Роль воды в глубинных процессах в верхней мантии и переходном слое: дегидратация стагнирующих субдукционных плит и ее значение для “большого мантийного клина” // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1375–1392.
43. *Симонов В.А., Миколайчук А.В., Ковязин С.В., Травин А.В., Буслов М.М., Собел Е.Р.* Мезо-кайнозойский плюмовый магматизм Центрального Тянь-Шаня: возрастные и физико-химические характеристики // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке. Бишкек: Научная станция РАН, 2005. С. 182–186.
44. *Соколов С.Ю., Трифонов В.Г.* Роль астеносферы в перемещении и деформации литосферных плит // Геотектоника. 2012. № 3. С. 3–17.
45. *Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Развитие Земли. М.: Изд-во МГУ, 2002. 560 с.
46. *Трифонов В.Г.* Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 254 с.
47. *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.
48. *Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
49. *Трофимов А.К.* Основные этапы развития рельефа гор Средней Азии. Ярусность рельефа гор Средней Азии и проблема коррелятных отложений // Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1973. С. 98–127.
50. *Трубицин В.П.* Тектоника плавающих континентов // Вестник РАН. 2005. № 1. С. 10–21.
51. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
52. *Чедия О.К.* Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 315 с.
53. *Швольман В.А.* Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М.: Наука, 1977. 160 с.
54. *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.
55. *Шульц С.С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 224 с.
56. *Щерба И.Г.* Палеогеновый бассейн Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. Вып. 3. С. 71–80.
57. *Aitchison J.C., Ali J.R., Davis A.V.* When and where did India and Asia collide? // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112. № B05423. P. 1–19.
58. *Almeida G.A.F.* Structural history of the Red Sea Rift // Geotectonics. 2010. Vol. 44. № 3. P. 271–282.
59. *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.
60. *Artyushkov E.V., Baer M.A., Mörrer 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.
61. *Ben-Avraham Z., Ginzburg A., Markis J., Eppelbaum L.* Crustal structure of the Levant Basin, eastern Mediterranean // Tectonophysics. 2002. Vol. 346. P. 23–43.

62. *Ben-Gai Y., Ben-Avraham Z., Buchbinder B., Kendall C.G.St.C.* Post-Messinian evolution of the Southeastern Levant margin based on stratigraphic modeling // Proc. of the 5th Intern. Sympos. on Eastern Mediterranean Geology. Thessaloniki, 2004. P. 32–34.
63. *DeCelles P.G., Quade J., Kapp P., Fan M., Dettman D.L., Ding L.* High and dry in central Tibet during the Late Oligocene // Earth Planet Sci. Lett. 2007. Vol. 253. P. 389–401.
64. *De Grave J., Buslov M.M., Van der Haute H.* Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // J. Asian Earth Sci. 2007. Vol. 29. P. 188–204.
65. *Ebinger C.J., Sleep N.S.* Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume // Nature. 1998. Vol. 395. № 22. P. 788–791.
66. *Garfunkel Z.* Constrains on the origin and history of the Eastern Mediterranean basin // Tectonophysics. 1998. Vol. 298. P. 5–35.
67. *Garfunkel Z., Ben-Avraham Z.* Basins along the Dead Sea Transform // Ziegler P.A., Cavazza W., Robertson A.H.F., Crasquin-Soleau S. (eds.) Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins. Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle. 2001. Vol. 186. P. 607–627.
68. *Golonka J.* Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic // Tectonophysics. 2004. Vol. 381. P. 235–273.
69. *Gomez F., Khawlie M., Tabet C., Darkal A.N., Khair K., Barazangi M.* Late Cenozoic uplift along the northern Dead Sea transform in Lebanon and Syria // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. Vol. 241. P. 913–931.
70. *Guillot S., Replumaz A., Hattori K.H., Strzeczynski P.* Initial geometry of western Himalaya and ultrahigh-pressure metamorphic evolution // J. Asian Earth Sci. 2007. Vol. 30. P. 557–564.
71. *Jiménez-Munt I., Fernández M., Vergés J., Platt J.P.* Lithosphere structure underneath the Tibetan Plateau inferred from elevation, gravity and geoid anomalies // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. Vol. 267. P. 276–289.
72. *Izzeldin A.Y.* Seismic, gravity and magnetic surveys in the central part of the Red Sea: their interpretation and implications for the structure and evolution of the Red Sea // Tectonophysics. 1987. Vol. 143. P. 269–306.
73. *Karakhanian A., Djrbashian R., Trifonov V., Philip H., Arakelian S., Avagyan A.* Holocene–historical volcanism and active faults as natural risk factor for Armenia and adjacent countries // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2002. Vol. 113. № 1–2. P. 319–344.
74. *Klaeschen D., Vidal N., Kopf A.J., von Huene R., Krasheninnikov V.A.* Reflection seismic processing and images of the Eastern Mediterranean from cruise 5 of the research vessel “Akademik Nikolaj Strakhov” // Hall J.K., Krasheninnikov V.A., Hirsch F., Benjamini Ch., Flexer A. (Eds.) Geological Framework of the Levant. Vol. II: the Levantine Basin and Israel. Part III – The Levantine Basin. Jerusalem: Historical Production-Hall, 2005. P. 21–40.
75. *Kovács I., Szabo Cs.* Middle Miocene volcanism in the vicinity of the Middle Hungarian zone: evidence for an inherited enriched mantle source // J. Geodynamics. 2008. Vol. 45. P. 1–17.
76. *Krylov K.A., Silantyev S.A., Krasheninnikov V.A.* The tectonic structure and evolution of South-Western and Central Cyprus // Krasheninnikov V.A., Hall J.K., Hirsch F., Benjamini Ch., Flexer A. (Eds.) Geological framework of the Levant. Vol. I: Cyprus and Syria. Part I – South-Western Cyprus. Jerusalem: Historical Production-Hall, 2005. P. 135–164.
77. *Li Jijun.* Uplift of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and global change. Lanzhou: Univ. Press, 1995. 207 p.
78. *Li Zhiwei, Roeker S., Li Zhihai, Wei Bin, Wang Haitao, Schelochkov G., Bragin V.* Tomographic image of the crust and upper mantle beneath the western Tien Shan from the MANAS broadband deployment: possible evidence for lithospheric delamination // Tectonophysics. 2009. Vol. 477. Is. 1–2. P. 1–102.
79. *Mart Y., Ryan W.B.F., Vachtman D.* Fluvial erosion in the bathyal SE Mediterranean during the Messinian desiccation // Proc. of the 5th Intern. Sympos. on Eastern Mediterranean Geology. Thessaloniki, 2004. P. 1356–1358.
80. *Molnar P., Chen W.P.* Evidence for large Cenozoic crustal shortening of Asia // Nature. 1978. Vol. 273. P. 218–220.
81. *Mörner N.-A.* Uplift of the Tibetan Plateau: a short review // Intern. Union for Quaternary Res. 13th Intern. Congr. Special Proc. Review reports. Beijing, 1991. P. 78–80.
82. *Nikishin A.M., Ziegler P.A., Panov D.I., Nazarevich B.P., Brunet M.-F., Stephenson R.A., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Tikhomirov P.L.* Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform – Black Sea – Caucasus domain // Ziegler P.A., Cavazza W., Robertson A.H.F., Crasquin-Soleau S. (Eds.) Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins. Mémoires du Muséum national d'Histoire Naturelle, Paris. 2001. Vol. 186. P. 295–346.
83. *Pécskay Z., Lexa J., Szakács A. et al.* Space and time distribution of Neogene–Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region // Acta Vulcanol. 1995. Vol. 7. № 2. P. 15–28.
84. *Robertson A.H.F.* Mesozoic–Tertiary tectonic-sedimentary evolution of south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey // Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. Geol. Soc. London Spec. Publ. 2000. Vol. 173. P. 97–138.
85. *Robertson A., Unlüğenç Ü.C., Inan N., Taşlı K.* The Misis-Andirin Complex: a Mid-Tertiary melange related to late-stage subduction of the Southern Neotethys in S. Turkey // J. Asian Earth Sci. 2004. Vol. 22. № 5. P. 413–453.
86. *Ross D.A., Uchupi E.* The structure and sedimentary history of the southeastern Mediterranean Sea // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1977. Vol. 61. P. 872–902.
87. *Rukieh M., Trifonov V.G., Dodonov A.E., Minini H., Ammar O., Ivanova T.P., Zaza T., Yusef A., Al-Shara M., Jobaili Y.* Neotectonic Map of Syria and some aspects of Late Cenozoic evolution of the north-western boundary zone of the Arabian plate // J. of Geodynamics. 2005. Vol. 40. P. 235–256.

88. *Saroglu F.* Age and offset of the North Anatolian fault // METU J. of pure and applied sciences. 1988. Vol. 21. № 1–3. P. 65–79.
89. *Searle M.P.* Geology and tectonics of the Karakorum Mountains. Chichester: Wiley and Sons, 1991. 358 p.
90. *Searle M.P.* Cooling history, exhumation and kinematics of the Himalaya–Karakorum–Tibet orogenic belt // Yin A., Harrison T.M. (Eds.) The tectonic evolution of Asia. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1996. P. 110–137.
91. *Tapponnier P., Mattauer M., Proust F., Cassaigneau C.* Mesozoic ophiolites, sutures, and large-scale tectonic movements in Afghanistan // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 52. P. 355–371.
92. *Tewari A.P.* On the Upper Tertiary deposits of Ladakh Hymalayas and correlation of various geotectonic units of Ladakh with those of the Kumion–Tibet region // 22th IGC Rep., 2. New Delhi, 1964. P. 37–58.
93. *Trifonov V.G., Dodonov A.E., Sharkov E.V., Golovin D.I., Chernyshev I.V., Lebedev V.A., Ivanova T.P., Bachmanov D.M., Rukieh M., Ammar O., Minini H., Al Kafri A.-M., Ali O.* New data on the Late Cenozoic basaltic volcanism in Syria, applied to its origin // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2011. Vol. 199. P. 177–192.
94. *Turner S., Hawkesworth Ch., Liu J., Rogers N., Kelly S., van Calsteren P.* Uplift-related magmatism of the Tibetan Plateau // Terra Nova. 1993. Vol. 5. Supplement to № 1. P. 248.
95. *Vail P.R., Mitchum R.M.* Global cycles of sea-level change and their role in exploration // Proc. of the 10th Petroleum Congress. Vol. 2. Heyden, London: Philadelphia, Rheine, 1980. P. 95–104.
96. *Wang Yu., Zhang X., Jiang Ch., Wei H., Wah J.* Tectonic controls on the late Miocene–Holocene volcanic eruptions of the Tengchong volcanic field along the southeastern margin of the Tibetan plateau // J. Asian Earth Sci. 2007. Vol. 30. P. 375–389.
97. *Westaway R.* Kinematic consistency between the Dead Sea Fault Zone and the Neogene and Quaternary left-lateral faulting in SE Turkey // Tectonophysics. 2004. Vol. 391. № 1–4. P. 203–237.
98. *Westaway R., Demir T., Seyrek A., Beck A.* Kinematics of active left-lateral faulting in southeast Turkey from offset Pleistocene river gorges; improved constraint on the rate and history of relative motion between the Turkish and Arabian plates // J. Geol. Soc. London. 2006. Vol. 163. P. 149–164.
99. *Zhang Qingsong, Zhou Yaofei, Lu Xiangshun, Xu Qiuliu.* On the present speed of Tibetan plateau // Intern. Union for Quaternary Res. 13th Intern. Congr. Abst. Beijing, 1991. P. 423.

Рецензенты: *Н.В. Короновский, М.Л. Кона*

Recent Transformation of the Central Alpine–Himalayan Belt

V. G. Trifonov^a, T. P. Ivanova^b, and D. M. Bachmanov^a

^a Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

e-mail: trifonov@ginras.ru

^b Institute for Dynamics of Geospheres, Russian Academy of Sciences, Leninskii prosp. 38, korp. 6, Moscow, 117334 Russia

Received September 27, 2011

Abstract—From the end of the Eocene through the Pliocene, the Alpine–Himalayan Belt underwent collisional compression induced by convergence of the Gondwana plates with the Eurasian Plate and varied in orientation from the north-northwestern to the northeastern directions. The collisional compression was expressed in folding, thrusting of continental crustal tectonic sheets over one another, and closure of the residual basins of Neotethys and its backarc seas; it resulted in local thickening of the crust and its isostatic uplifting. As a rule, the uplifts were not higher than ~1.5 km. In other words, before the Pliocene, the growth of local mountain edifices was caused by collisional compression of the belt. Isostatic uplifting of the thickened crust was continued in the Pliocene and Quaternary even more intensely than before, but the general rise of the mountain systems was superposed on this process. The rise substantially exceeded in amplitude the contribution of the uplift caused by compression and did not depend on the preceding Cenozoic history of either territory. Not only the mountain ridges but also most adjacent basins were involved in rising, which eventually led to the contemporary mountain topography of the belt. The spread of the hot and fluid-enriched asthenosphere of the closed Tethys beneath the orogenic belt could have been a cause of such additional rising. The uplift was an isostatic reaction to decompaction of the lithospheric mantle partly replaced with asthenosphere and of the lower crust subject to retrograde metamorphism under the effect of cooled asthenospheric fluids. The deep transformations are also probably responsible for deepening of some basins in the Pliocene–Quaternary and more contrasting transverse segmentation of the belt.