

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ АЛЬПИЙСКО– ГИМАЛАЙСКОГО ПОЯСА В КАЙНОЗОЕ

В.Г. Трифонов¹, Т.П. Иванова², Д.М. Бачманов¹

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

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

Аннотация

Интенсивность проявлений новейшей геодинамики Альпийско-Гималайского пояса обусловлена сочетанием коллизионного взаимодействия плит и блоков литосферы с воздействием подстилавшей их активной астеносферы Неотетиса, распространившейся после его закрытия до северной окраины пояса. С конца эоцена до конца миоцена это воздействие проявлялось в магматизме, метаморфизме и размягчении литосферы, способствовавшем деформациям, тектоническому расслоению и крупномасштабным латеральным перемещениям коровых пластин и блоков, что привело к консолидации земной коры. В плиоцен–квартере под консолидированной корой произошло частичное замещение астеносферой плотной мантийной литосферы и сохранявшихся в ней палеоокеанских metabазитов, которые начали погружаться в мантию. Фазовые превращения и деформации в погружавшихся metabазитовых слэбах стали причиной мантийных землетрясений. Менее плотные metabазиты под воздействием астеносферы испытали метаморфическое разуплотнение и пополнили земную кору. Разуплотнение верхов мантии и низов коры привело к резкому усилению восходящих движений и формированию горных систем.

Ключевые слова: горообразование, астеносфера, коллизионное сжатие, вулканизм.

ВВЕДЕНИЕ

Высокогорные системы Альпийско-Гималайского пояса Евразии, отличающиеся большой протяжённостью, контрастностью рельефа и высочайшими абсолютными отметками, в целом наследуют северную окраину океана Неотетис на этапе его закрытия. В статье прослежена геодинамическая эволюция Восточно-Средиземноморского, Аравийско-Кавказского и Центрально-Азиатского сегментов пояса в эоцен–квартере (рис. 1). В эоцене литосфера пояса представляла собой сочетание гетерогенных блоков и

разделявших их зон, подстилавшихся остаточной астеносферой Тетиса. В олигоцен–миоцене здесь происходили напряжённые тектонические деформации и латеральные перемещения больших объёмов земной коры, вулканизм и гранитообразование, термо- и динамометаморфизм. К началу плиоцена эти геодинамические процессы привели к консолидации коры и плиоцен-четвертичному горообразованию. Предлагается механизм, при котором интенсивность геодинамических процессов обеспечивалась энергией активной астеносферы Неотетиса на фоне коллизионного сжатия.

МЕСТО ГОРООБРАЗОВАНИЯ В НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПОЯСА

В пределах пояса доминирует продольная зональность, при которой возраст континентальной коры омолаживается к югу. Это определялось эволюцией Тетиса. Его юго-западная (в современных координатах) окраина была пассивной, а северо-восточная активной. На пассивной окраине происходил рифтинг, перераставший в спрединг. Отчленившиеся континентальные фрагменты перемещались на северо-восток, где океанская литосфера Тетиса субдуцировала под островные дуги или активные окраины северных плит. Неоднократное повторение процесса с образованием Палео-, Мезо- и Неотетиса приводило к приращению к северным плитам всё новых фрагментов Гондваны, разделённых сутурами, аккреционными клиньями и проявлениями магматизма и метаморфизма соответствующих стадий Тетиса. Этот процесс прослеживается с начала распада Пангеи в карбоне и более отчётливо в мезокайнозойе, когда северные плиты слились в единую Евразийскую плиту.

Большая часть орогенического пояса образована разновозрастными тектоническими зонами северной активной окраины Тетиса, тогда как на его южной пассивной окраине сформировались немногие горные системы, крупнейшие из которых – Гималаи и Загрос. Горные сооружения северного края пояса (Большой Кавказ, Копетдаг, Тянь-Шань, Северный Афганистан, Северный Памир, Куньлунь и Северный Тибет) возникли на палеозоидах, участие которых в строении орогенического 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 располагаются сутуры и другие структурные индикаторы разных стадий развития Мезотетиса и ещё южнее Неотетиса. Строение активной окраины осложнялось задуговыми прогибами с утонённой (субокеанской?) корой, нередко наследовавшими реликты более ранних тетических бассейнов и закрывавшимися параллельно с Тетисом или позднее. При неоднократном закрытии разновозрастных бассейнов с океанской и субокеанской корой в составе литосферы пояса сохранились «недосубдуцированные» фрагменты океанской литосферы. Они слагают высокоскоростные объёмы в низах коры и присутствуют в верхах мантии, проявляясь в ксенолитах изверженных пород.

В позднем палеозое и мезозое Тетис представлял собой сужавшийся к северо-западу залив Пацифики, и масштабы горизонтальных перемещений при его закрытии и формировании орогенического пояса в целом возрастали к востоку. По геологическим и палеомагнитным данным [Molnar, Chen, 1978; Баженов, Буртман, 1990; Трифонов, 1999], эта тенденция продолжалась в новейший (олигоцен-четвертичный) этап.

Тектоническая эволюция пояса с олигоцена до начала плиоцена. В эоцене литосфера будущего орогенического пояса представляла собой гетерогенное сочетание микроплит с сутурами и другими проявлениями предшествовавших стадий коллизии Евразии и плит гондванского ряда, которое на западе было в значительной мере перекрыто мелководными морями. На этом фоне выделялись впадины с утонённой (субокеанской) корой – реликты Неотетиса и его задуговых прогибов (рис.2). В эоцене они представляли собой остаточные бассейны, где спрединг, имевший место на более ранних стадиях развития, прекратился, а поперечное сокращение и субдукция продолжались, что привело к закрытию и деформированию большинства бассейнов в олигоцене и миоцене путём их сжатия и надвигания соседних блоков континентальной коры [Трифонов, 1999; Robertson, 2000; Хаин, 2001; Golonka, 2004; Леонов, 2007; Казьмин и др., 2010]. Деформации сжатия и большие латеральные перемещения пластин континентальной коры проявились и в

других частях пояса, в частности, в Центрально-Азиатском сегменте, где новейших задуговых бассейнов не было. В деформации вовлекались края пограничных с поясом платформ: в олигоцене Тянь-Шань, в среднем миоцене Большой Кавказ, а с конца миоцена края Индийской (Субгималаи) и Аравийской (Загрос и юго-восток Турции) плит.

Во всех сегментах пояса и особенно Аравийско-Кавказском проявился эоценовый и миоценовый вулканизм [Милановский, Короновский, 1973; Короновский, Дёмина, 1999, 2007; Turner et al., 1993; Рё cskay et al., 1995]. Он не ограничивался краями субдуцируемых субокеанических бассейнов, и черты его сходства с вулканизмом энсиалических дуг, вероятно, обусловлены тем, что источниками расплавов были палеоокеанские метабазиты внутри литосферы. В восточном сегменте пояса имело место грандиозное многофазное гранитообразование, продолжавшееся до миоцена [Швольман, 1977; Дронов, 1980; Schwab et al., 2004; Searle, 2009]. Магматическая активность возбуждалась термально-вещественным воздействием астеносферы бывшего Тетиса, обусловившим формирование литосферных, в том числе коровых магматических очагов [Летников, 2003].

Выделяются три стадии деформаций, сопровождавшихся метаморфизмом, в течение которых гондванские плиты двигались в северных румбах с отклонениями на северо-запад или северо-восток [Трифонов, 1999]. В первую стадию (олигоцен – начало миоцена) южные плиты двигались на север-северо-запад. Соответственно, сформировались Леванская и Чаманская левосдвиговые зоны по западным краям Аравийской и Индийской плит и происходило поперечное сокращение тектонических зон и бассейнов широтного и северо-восточного простираний: северный фланг Альп и Карпат, Балканы, юг Восточной Анатолии к западу от Аравийской плиты, Гератская зона, северо-западный фланг Памиро-Гиндукуша и окрестности Кветты [Дронов, 1980; Robertson, 2000; Golonka, 2004; Казьмин и др., 2010]. Обозначились будущие хребты-антиклинали Тянь-Шаня [Трифонов и др., 2008].

Во вторую стадию, охватившую конец раннего миоцена и средний миоцен, южные плиты двигались на северо-восток, вызывая поперечное укорочение зон северо-западного

простираются. Закрылись кавказские и восточно-карпатский прогибы Паратетиса и остаточный бассейн Неотетиса на северо-востоке Аравийской плиты [Копп, Щерба, 1993; Artyushkov et al., 1996; Golonka, 2004]. Интенсивные перемещения по Центральному надвигу Гималаев и надвигам того же направления в Каракоруме и Памире выражены пиком метаморфизма и гранитообразования [Иванова, Трифонов, 2005; Searle, 2009].

В третью позднемиоценовую стадию движение южных плит вновь стало север-северо-западным или субмеридиональным. Сформировался складчато-надвиговый пояс Пальмирид на севере Аравийской плиты. Развивались надвиги южного склона Большого Кавказа и Памира. Активизировались складчатые деформации в Тибете и Тянь-Шане.

Деформации и смещения указанных стадий приводили к локальному утолщению коры и образованию выраженных в рельефе поднятий. Судя по тонкообломочности сносимого с поднятий материала и величинам врезов в выработанные на них поверхности и ступени рельефа, эти поднятия, за редкими исключениями, были не выше среднегорных (≤ 1500 м). Расчёты изостатического поднятия из-за утолщения коры при сжатии, сделанные Е.В. Артюшковым для Центрального Тянь-Шаня [Трифонов и др., 2008], совпадают с геолого-геоморфологическими оценками. Иначе говоря, коллизионное сжатие коры на этих стадиях было главным фактором рельефообразования. В тех случаях, когда расчёты указывали на возможность большего поднятия, чем установлено геологическими исследованиями, эффект утолщения коры компенсировался уплотнением её нижней части. Это доказано для Восточных Карпат [Artyushkov et al., 1996] и предполагается для Большого Кавказа (Ф.Л. Яковлев, персональное сообщение).

Усиление горообразования в плиоцен–квартере. Деформации коровых масс, сопровождавшиеся их метаморфизмом и коровым магматизмом, привели к гомогенизации и консолидации земной коры, подготовив четвёртую плиоцен-четвертичную стадию неотектонического развития. Консолидация коры выразилась на этой стадии отсутствием крупных гранитных массивов, локализацией вулканизма в ограниченных зонах, нередко связанных со сдвигами [Короновский, Дёмина, 1999; Karakhanian et al., 2002; Trifonov et

al., 2010; Wang et al., 2007], а также тем, что сдвиги стали ведущей формой реализации субмеридионального сокращения пояса, тогда как складчато-надвиговые деформации сконцентрировались во впадинах с мощным осадочным чехлом (Субгималаи, Афгано-Таджикская депрессия, предгорья Тавра, Низкий Загрос, периклинали Большого Кавказа).

В последние 5–2 млн. лет скорости вертикальных тектонических движений резко возросли, и высота существовавших к этому времени поднятий, как минимум, удвоилась, а местами утроилась. Сформировались современные горные системы и высокие плато, в предгорных и межгорных впадинах стала накапливаться грубая моласса. Поднятия были наиболее значительными в Центральной Азии [Чедия, 1986; Möner, 1991; Li Jijun, 1995; Трифонов и др., 2008], но проявились и в других частях пояса. При этом в таких областях, как Памир, Гиндукуш, Каракорум, Высокий Загрос, происходило общее воздымание горных систем независимо от предшествовавшей структурной дифференциации.

Усиление восходящих движений не связано с ускорением движения плит и усилением коллизионного сжатия, поскольку местами интенсивность сжатия уменьшилась. Так, в Альпах и Западных Карпатах коллизия закончилась ещё в среднем миоцене, а горы стали расти в плиоцене. На Большом Кавказе рост поднятий ускорился в плиоцен–квартере на фоне уменьшения, судя по GPS данным [Шевченко и др., 1999], скорости сжатия. Расчёты показали (рис. 3), что даже там, где поднятия происходили на фоне усиления сжатия (Центральный Тянь-Шань, Памир, Гималаи), их амплитуды, связанные с утолщением коры при сжатии, составляют лишь 10–50% общего поднятия поверхности [Трифонов и др., 2008; Трифонов, 2008]. Поднимались, хотя и слабее хребтов, большинство межгорных впадин, что также нельзя считать проявлением сжатия.

Под высочайшими горными системами Центральной Азии (Гималаи, Тибет, Куньлунь, Памир-Гиндукуш-Каракорумский регион, Центральный и Восточный Тянь-Шань) в верхней мантии выявлены пониженные скорости сейсмических волн [Лукк, Винник, 1975; Губин, 1986; Макаров, 2005; Винник и др., 2006], вероятно, отражающие разуплотнение верхов мантии, установленное и по гравиметрическим данным [Артемьев, 1975; Artemjev,

Kaban, 1994; Jiménez-Munt et al., 2008]. М.К. Кабан [2000] отметил те же особенности в гравитационном поле Малого Кавказа. Понижение скоростей сейсмических волн, связанное с подъёмом кровли астеносферы, выявлено под Восточными Карпатами [Artyushkov et al., 1996]. По расчётам Е.В. Артюшкова, основанным на обнаружении изостатических аномалий до -150 мгал под Центральным Тянь-Шанем [Artemjev, Kaban, 1994], такое разуплотнение способно обеспечить поднятие поверхности не менее, чем на $1,1$ км, и, возможно, до $1,5-2$ км [Трифонов и др., 2008]. Вероятно, тот же фактор усиливал плиоцен-четвертичный рост и других упомянутых горных сооружений.

Данные по Центральному Тянь-Шаню позволяют ставить вопрос о воздействии на усиление восходящих движений ещё одного фактора [Трифонов и др., 2008]. К началу новейшего этапа мощность коры здесь, вероятно, была такая же, как в части Южного Казахстана, не вовлечённой в орогенез (~ 42 км), а утолщение коры за счёт сжатия составило $\sim 5-7$ км. Однако современная мощность коры больше: от $40-52$ км под впадинами до $52-64$ км под хребтами [Губин, 1986; Винник и др., 2006]. Отсюда следует, что утолщение обусловлено не только сжатием, но и приращением коры снизу объёмами пород, которые прежде были близки по плотности к мантии. Такими объёмами были палеоокеанские базиты, которые под тектонически утолщённой континентальной корой метаморфизовались до стадии гранатовых гранулитов и эклогитов. Ретроградный метаморфизм (серпентинизация ультрабазитов, амфиболитизация гранулитов и т.п.) привёл к разуплотнению metabазитов, и они пополнили земную кору. Мощность коры наиболее увеличилась под горными хребтами, где разуплотнённая мантия ближе всего подступает к современной подошве коры [Губин, 1986; Винник и др., 2006]. Поскольку реликты океанской коры широко распространены в орогеническом поясе, подобные преобразования могли внести значительный вклад в усиление восходящих движений.

Воздействие астеносферы как фактор горообразования. Интенсивные деформации и смещения на олигоцен-миоценовых стадиях развития пояса предполагают размягчение литосферы. Оно отчасти было связано с субдукцией остаточных бассейнов и вулканизмом

на их краях [Kovács, Szabó, 2008; Казьмин и др., 2010]. Но более широкий ареал размягчения приводит к выводу, что оно было в значительной мере обусловлено термо-флюидным воздействием астеносферы [Артюшков, 2003]. Деформации, сопровождаемые магматизмом и метаморфизмом, концентрировались в тектонических зонах между микроплитами и по поверхностям наибольшего градиента деформационных свойств, что обусловило тектоническое расслоение литосферы и большие латеральные перемещения.

К заключительной стадии развития эти процессы консолидировали гетерогенную кору, и под возникшей слабопроницаемой покрывкой началось частичное замещение литосферной мантии менее плотной и более горячей астеносферой [Артюшков, 1993, 2003] или её «астенизация» подвижными компонентами астеносферы [Ranally et al., 2007]. В итоге верхи мантии разуплотнились, что привело к подъёму земной коры. Метабазиты, плотность которых превышала плотность разуплотнённой мантии, погрузились вместе с фрагментами мантийной литосферы, чему способствовало их отслоение в ходе новейшего тектогенеза. Менее плотные метабазиты под воздействием астеносферы испытали ретроградный метаморфизм, разуплотнились и пополнили земную кору.

МАНТИЙНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ОРОГЕНИЧЕСКОМ ПОЯСЕ

Для исследования мантийной сейсмичности были извлечены из каталогов [Karnik, 1968; Shebalin et al, 1974; Кондорская, Шебалин, 1977; Кондорская, Уломов, 1994; Moinfar et al., 1994; Papazachos, Papazachou, 1997; Трифонов, Караханян, 2004; National Earthquake Information Center, 2007] и сведены воедино землетрясения 1850–2007 гг. с магнитудами $M_s \geq 5$ и глубинами гипоцентров ≥ 40 км, а в горных областях с утолщённой корой ≥ 50 км. Подавляющее большинство таких землетрясений сосредоточены в Эллинской и Кипрской дугах, Эгейском регионе, Загросе, Вранчском мегаочаге Карпат, Среднем Каспии и Памиро-Гиндукушской зоне с Гиндукушским мегаочагом. Землетрясения Эллинской и Кипрской дуг связаны с современной субдукцией. Сейсмические события в других областях такой связи не обнаруживают. Среди них наиболее активны Гиндукуш и Вранча.

Памиро-Гиндукушская зона. Зона протягивается в виде выпуклой к северу дуги от Западного Гиндукуша до восточных границ Памира и Каракорума (рис. 4). 90% землетрясений и 95% выделенной сейсмической энергии приходится на Гиндукушский мегаочаг – область $1.5 \times 1.5^\circ$ в Западном Гиндукуше. Там гипоцентры землетрясений достигают глубин ~ 270 км и редко 300 км (рис. 5), а восточнее их максимальная глубина сокращается до 200 км, причём глубже 150 км землетрясения с $M_s \geq 5.7$ отсутствуют. Предложены объяснения этой сейсмичности современной субдукцией [Лукк, Винник, 1975; Tapponnier et al., 1981; Burtman, Molnar, 1993; Negredo et al., 2007], но они не согласуются с данными о неотектоническом развитии, глубинной структуре региона и строении гипоцентральной области [Иванова, Трифонов, 2005].

В новейшее время верхнекоровые тектонические зоны Памирской дуги были сорваны со своего основания и испытали латеральные перемещения, а кривизна дуги возросла из-за поперечного укорочения [Иванова, Трифонов, 2005]. Архейский массив Юго-Западного Памира – Бадахшана прежде был частью континентальной коры зоны Центрального Памира, располагавшейся над зоной субдукции раннего Мезотетиса между вулканической дугой (герцинские Северный Памир и Западный Гиндукуш) и субокеанским прогибом, реликты которого представлены в современной структуре Пшартской сутурой и выражены в скоростном разрезе соседней Ванч-Язгулемской части Центрального Памира высокоскоростной «коро-мантийной смесью» мощностью ~ 15 км [Хамрабаев, 1980]. К концу миоцена архейский массив переместился к востоку, как минимум, на 150 км. В области его первоначального расположения, большая часть которой сейчас перекрыта герцинидами, под ними и тыловой частью массива сохранялся слэб океанской коры раннего Мезотетиса. Источниками глубинных базитов в этой области могут быть также реликты герцинской и архейской океанской литосферы, сближенные с мезотетическим слэбом в ходе кайнозойского орогенеза. Аналогии первой представлены офиолитами герцинских сутур, а второй – амфиболовыми гнейсами и гранатовыми амфиболитами с будинами эклогитов в аллохтонных пластинах Юго-Западного Памира.

По сейсмологическим данным, архейский гранито-гнейсовый массив Юго-Западного Памира–Бадахшана мощностью 25 км надвинут на зону Юго-Восточного Памира, отчего общая мощность коры Юго-Западного Памира достигает 60 км [Кухтиков, 1981]. Близкую мощность имеет кора зоны Северного Памира – Западного Гиндукуша [Хамрабаев, 1980]. Перекрытые континентальной корой, реликты океанской коры оказались на глубинах 50–70 км, где могли преобразоваться в гранатовые гранулиты и эклогиты, близкие по плотности к мантии. На обилие эклогитов указывают исследования позднекайнозойских магматических пород и ксенолитов [Кухтиков, 1981]. Скорости прохождения продольных волн в сейсмофокальной зоне выше среднемировых на 0.3–0.4 км/с, а в окружающей мантии ниже среднемировых на 0.1–0.2 км/с [Лукк, Винник, 1975]. Вероятно, сейсмофокальная зона обогащена плотными метабазами, которые с разуплотнением верхов мантии стали погружаться и служить источниками землетрясений (рис. 6). Слабее это проявилось в памирской части зоны [Иванова, Трифонов, 2005].

Вранчский мегаочаг. Во Вранчской области с 1862 г. зафиксировано 113 мантийных землетрясений на глубинах 60–170 км (см. рис. 5). За исключением двух ранних событий, координаты которых могли быть определены неточно, все землетрясения происходили в области 45.2–45.9° с.ш. / 26.2–27.3° в.д. Таким образом, сейсмофокальная область в первом приближении образует субвертикальную колонну диаметром ~80 км и глубиной до 170 км.

Область мантийных землетрясений приурочена к изгибу между восточным и южным сегментами Карпатской дуги и находится под Внешней зоной Карпат и Фокшанской впадиной передового прогиба (рис. 7). Внешняя зона является аккреционной призмой мезозойско-палеогенового флиша, сорванного со своего основания и надвинутого в конце среднего и начале позднего миоцена на мелководные среднемиоценовые отложения Фокшанской впадины, в которой ко времени надвигания накопилось до 3 км осадков [Artyushkov et al., 1996]. Мощность покровного комплекса составляет 8–12 км, а с учётом эрозии могла достигать первоначально 10–14 км. Однако утолщение осадочного чехла не вызвало изостатического поднятия поверхности до расчётной величины 1.5–2.4 км; она

осталась, по данным цитируемых авторов, на высоте ~0.5 км. Следовательно, произошла компенсация поднятия на 1–2 км уплотнением подстилающих пород. Осадки неоген–квартера мощностью до 9 км накопились в Фокшанской впадине юго-восточнее покровов, перед их фронтом осадки смяты и шарьированы [Sandulescu, 1984; Artyushkov et al., 1996].

Фокшанская впадина наложена на докембрийскую Мизийскую плиту [Sandulescu, 1984]. Вдоль юго-западного и северо-восточного краёв впадины проходят разломы – соответственно, Внутримизийский и Печенега–Камена. Последний является надвигом, погружающимся под впадину и Внешнюю зону Карпат и отделяющим Мизийскую плиту от эпипалеозойской Скифской плиты. Вдоль северного крыла разлома протягивается узкая киммерийская зона Северной Добруджи – система покровов, надвинутых на Скифскую плиту. Выделяются две покровные единицы, разделённые триасовыми основными вулканитами [Хаин, 2001]. Сейчас эта система является частью зоны надвига Печенега–Камена и может продолжаться вдоль него на глубине в сторону Карпат.

На сейсмическом профиле O–Z поверхность Мохо находится на глубинах 35–40 км под Внутренними зонами Карпат, 45–47 км под Внешней зоной и Фокшанской депрессией и ~44 км под Мизийской плитой [Hauser et al., 2007]. Аналогичные изменения выявлены на сейсмическом профиле, проходящем севернее через Украинские Карпаты. Мощность коры под Внешней зоной и Передовым прогибом там определена в ~60 км; в низах коры выделен слой со скоростями продольных волн 7.4–7.6 км/с, возрастающий в мощности от Внутренних зон Карпат к Внешней зоне и Передовому прогибу до ~20 км [Чекунов, 1993]. На профиле O–Z скорости в низах коры – 7.0–7.1 км/с. Вероятно, высокоскоростной нижнекоровый слой украинского разреза там неотличим от верхов мантии.

По мнению Е.В. Артюшкова [1993; Artyushkov et al., 1996], высокоскоростной слой в низах коры указывает на метаморфическое уплотнение базитовых масс, удержавшее поверхность Фокшанской впадины, заполненной покровами Внешней зоны и неоген–четвертичными осадками, на небольшой высоте. Источником базитов под Фокшанской впадиной могли быть Внутренние Карпаты, где офиолиты вскрыты, например, в

Мурешской зоне. Их пододвигание стало результатом тектонического отслоения нижней коры и происходило одновременно с надвиганием Внешней зоны.

Мы полагаем, что метабазиты не ограничивались низами современной коры, а продолжались в литосферную мантию в виде слэба, причём их дополнительным источником могли быть основные породы Северной Добруджи, погружавшиеся под Фокшанскую депрессию по надвигу Печенега–Камена (рис. 8). На уровне верхней мантии базиты испытали более значительный метаморфизм с образованием гранатовых гранулитов и эклогитов, приблизивших плотность слэба к плотности литосферной мантии. При последующем подъёме поверхности астеносферы под Карпатами до ~80 км по сравнению с 200–250 км под соседними платформами [Artyushkov et al., 1996], слэб оказался на границе разуплотнённой мантии Карпат и нормальной литосферы Мизийской платформы, что привело к его погружению, сопровождающемуся землетрясениями.

Природа мантийной сейсмичности. В обоих примерах мантийные землетрясения связаны с метабазитами, реликтами палеоокеанской коры. Разуплотнение верхов мантии в плиоцен–квартере привело к отрыву и погружению плотных и относительно холодных метабазитовых слэбов. Энергию землетрясений, помимо нагрузки слэба, питали фазовые преобразования его пород: десерпентинизация, ниже эклогитизация остатков менее метаморфизованных базитов и переход кварца в коэсит и ниже, возможно, в стишовит, тогда как причиной сейсмогенных подвижек могли быть не столько высокие девиаторные напряжения, сколько понижение прочности пород в зонах милонитизации, усиленное воздействием флюидов [Родкин и др., 2009]. Их источниками служили продукты дегидратации серпентина и амфиболов и, возможно, флюиды астеносферы.

Таким образом, погружение сейсмогенерирующих слэбов и интенсивное поднятие гор происходили одновременно в плиоцен-квартере и обусловлены одной и той же причиной – разуплотнением верхов мантии под воздействием астеносферы. Однако горообразование проявилось на более обширной территории Альпийско-Гималайского пояса. Очевидно, играли роль локальные геодинамические факторы сейсмичности. Ими могли быть, во-

первых, большие первоначальные размеры слэба, позволившие ему долго сохранять обособленность, и, во-вторых, наличие крупной сквозьлитосферной зоны разломов, с которой связаны зоны скольжения внутри слэба. В Гиндукуше такой структурой является Памиро-Афганская (Чаман-Дарвазская) зона левых взбросо-сдвигов [Иванова, Трифонов, 2005], а в Восточных Карпатах – раздел Карпат и Мизийской плиты [Sandulescu, 1984].

В трёх других областях мантийных землетрясений внутри орогенического пояса, Эгейской, Загросской и Среднекаспийской, выявлены те же факторы сейсмичности, но они выражены слабее, причём количество гипоцентров быстро убывает с глубиной. Это может быть обусловлено тем, что погружение слэбов отсутствует, или только началось, или происходит медленно из-за небольшой разности плотностей слэба и соседней мантии.

НОВЕЙШИЙ ВУЛКАНИЗМ АРАВИЙСКО–КАВКАЗСКОГО СЕГМЕНТА

Новейший вулканизм наиболее широко представлен в Аравийско-Кавказском сегменте пояса, где его связывают с магматическими очагами, расположенными в низах коры, реже в верхах мантии [Короновский, Дёмина, 1999, 2007]. Образование очагов объясняют внутрилитосферными процессами или воздействием астеносферы. Эта неопределённость побудила обратиться к новейшему базальтовому вулканизму южного обрамления пояса – субмеридиональной полосе, протягивающейся вдоль западного края Аравийской плиты на территории Сирии и соседних областей Израиля, Иордании, Ливана и Турции (рис. 9), где данные о происхождении магм более определённы. Вулканизм представлен там преимущественно лавами базальтов, которые являются высокотитанистыми (1.8–3.7% TiO_2) щелочными основными породами (базаниты, гавайиты и щелочные базальты), реже переходными к толеитам, с содержанием SiO_2 от 44.3 до 52.5% [Шарков, 2000]. При местных различиях состава базальтов, их принципиальное геохимическое сходство указывает на сходное происхождение из мантийных источников [Stein, Hofmann, 1992]. Базальты слагают обширнейшее нагорье Джебель Араб (Харрат Аш Шаам), где их мощность достигает 1200–1400 м, и меньшие по размерам поля и потоки на Алеппском плато и в других частях региона, в частности на плато Шин с его прибрежным

продолжением и в депрессии Йизреел, где базальты проникают западнее современной границы плиты – Левантской левосдвиговой зоны (Трансформа Мёртвого моря, DST).

Вулканизм начался в конце олигоцена и продолжался до голоцена, демонстрируя связь с неотектоническим развитием региона. Она проявилась не только в том, что многие центры вулканических извержений нагорья Джебель Араб и плато Шин располагались вдоль разломов растяжения север-северо-западного простирания, оперявших DST, но, что важнее, в связи интенсивности извержений с геодинамической обстановкой, определявшей направление дрейфа Аравийской плиты в течение четырёх указанных выше стадий неотектонического развития. Направление дрейфа зависело от развития Аден-Красноморской рифтовой системы, возникшей в первую олигоцен-раннемиоценовую стадию [Казьмин, 1974]. Образование Красноморского рифта сопровождалось развитием пояса базальтовых даек и вулканов на северо-восточном борту. Оно происходило с 32–30 млн. до ~20 млн. лет назад с максимумом 24–21 млн. лет [Camp, Roobol, 1992; Segev, 2005]. Изучение осадков Мёртвого и Галилейского морей показало [Garfunkel, Ben-Abraham, 2001; Hurgwitz et al., 2002], что DST возникла ~20–17 млн. лет назад, разорвав дайково-вулканический пояс. На севере DST следовала вдоль берега Средиземного моря и смыкалась с Латакийским разломом, который продолжался Кипрской дугой и надвигами Восточного Тавра [Трифонов и др., 1991; Barazangi et al., 1993; Rukieh et al., 2005].

Поскольку рифтогенез проградировал к западу, растяжение в Аденском рифте было больше, чем в Красноморском, и Аравийская плита двигалась в первую стадию на север-северо-запад. Во вторую среднемиоценовую стадию растяжение Красноморского рифта усилилось, и Аравийская плита стала двигаться на северо-восток. В третью стадию (поздний миоцен–ранний плиоцен) в Аденском рифте произошёл разрыв континентальной коры и начался спрединг, отчего плита вновь стала двигаться в север-северо-западном направлении. В четвёртую стадию (средний плиоцен–квартер) спрединг распространился в Красноморский рифт, и дрейф плиты стал субмеридиональным.

Север-северо-западное и субмеридиональное сжатие на северных флангах плиты сопровождалось нормальным к оси сжатия горизонтальным растяжением, которое благоприятствовало раскрытию разломов растяжения, оперявших DST, тогда как северо-восточное сжатие и северо-западное растяжение этому не благоприятствовали. Это проявилось в интенсивности вулканизма. Субмеридиональная полоса базальтовых извержений возникла ~26–22 млн. лет назад в районе нагорья Джебель Араб [Шарков, 2000; Pani et al., 2001] и 21–17 млн. лет назад распространилась в Северо-Западную Сирию (см. рис. 9) и Южную Турцию [Arger et al., 2000]. Среднемиоценовая стадия характеризовалась резким спадом вулканизма, а в третью стадию и особенно в мессинии он усилился вновь. В депрессии Йизреел та же последовательность событий несколько отставала от описанной [Segev, 2005], возможно, из-за краевого положения депрессии в вулканическом ареале. В мессинии складчатость Пальмирид и выдавливание на северо-восток расположенного между ними и северной частью DST блока Алеппо вызвали декомпрессию на юго-западе блока, где ~6.3–4 млн. лет происходят извержения на плато Шин и его прибрежном продолжении. С декомпрессией, приведшей к адиобатическому плавлению, в работе [Lustrino, Sharkov, 2006] связываются геохимические особенности базальтов этой области, которые выразились в уменьшении содержания TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 и несовместимых редких элементов без уменьшения содержания MgO или увеличения SiO_2 . Вызванное этим перерождение литосферы привело ~4 млн. лет назад к перестройке структуры северо-западного фланга Аравийской плиты, где возникли современные сегменты DST, соединившиеся на севере с новообразованной Восточно-Анатолийской зоной разломов [Rukieh et al., 2005]. Момент перестройки (~4–3,5 млн. лет назад) характеризовался спадом вулканизма, а в четвертую стадию он стал ещё более интенсивным, распространившись на север Месопотамского прогиба, а с рубежа ~2 млн. лет назад и в зону DST [Шарков, 2000; Yürür, Chorowitz, 1998; Segev, 2005].

Приведенные данные убеждают, что с конца олигоцена до голоцена тектонические движения и базальтовый вулканизм Аравийской плиты происходили взаимосвязанно. За

это время плита сместилась к северу на расстояние не менее 100 км. Однако извержения унаследованно продолжались ~26 млн. лет в нагорье Джебель Араб и более 15 млн. лет на Алеппском плато, не обнаруживая признаков направленной миграции. Следовательно, очаги базальтовой магмы двигались вместе с плитой, т.е. располагались в низах литосферы, что подтверждается геохимическими исследованиями [Segev, 2005; Lustrino, Sharkov, 2006]. Плитные очаги поддерживались энергией и веществом астеносферы.

Основываясь на изложенных фактах и выводах, мы принимаем с некоторыми поправками гипотезу А.В. Ершова и А.М. Никишина [2004], согласно которой причиной вулканизма был астеносферный поток, распространявшийся от Эфиопско-Афарского суперплюма [Ebinger, Sleep, 1998; Becker, Boschi, 2002]. В олигоцене поток проник на северо-восточный борт Красноморского рифта, а в конце олигоцена – начале миоцена распространился до северного края Аравийской плиты. Поток эродировал и деформировал подошву литосферы плиты, вызывая локальную декомпрессию и формирование магматических очагов, которые поддерживал длительное время. В миоцене, с закрытием реликтов Неотетиса и задуговых бассейнов, поток проник во внутренние зоны Альпийско-Гималайского пояса, усилив их вулканизм, и в позднем миоцене достиг Большого Кавказа, где инициировал образование магматических очагов вблизи границы кора–мантия [Короновский, Дёмина, 2007]. Состав подлитосферного потока изменялся в процессе дрейфа из-за фракционной кристаллизации и вовлечения местного материала, да и в литосфере магматические очаги пополнялись местными продуктами плавления. В итоге, геохимические следы суперплюма ещё обнаруживаются на юге Аравийской плиты [Altherr et al., 1990; Bertrand et al., 2003], но пропадают севернее [Lustrino, Sharkov, 2006].

РОЛЬ АСТЕНОСФЕРЫ В НОВЕЙШЕЙ ГЕОДИНАМИКЕ ПОЯСА

Современные модели глобальной тектоники построены на том, что литосферные плиты почти лишены собственных источников перемещений и движутся от зон спрединга астеносферными потоками мантийного вещества в рамках общемантийной конвекции

[Трубицын, 2005]. В глобальной сейсмотомографической модели области восходящих глубинных потоков (пониженных скоростей сейсмических волн) типа Эфиопско-Афарского суперплюма не соответствуют зонам спрединга [Grand et al., 1997; Becker, Boschi, 2002]. Это заставляет предположить перераспределение материала восходящих потоков на уровне астеносферы (~175–250 км) и, если считать дрейф плит результатом верхнеастеносферных течений (~50–175 км), допустить изменчивую во времени внутриастеносферную конвекцию. При этом океанская астеносфера оказывается менее деплетированной и, соответственно, более энергонасыщенной, чем континентальная.

В эоцене в пределах Альпийско-Гималайского пояса сохранялись остаточные впадины Неотетиса и задуговых бассейнов с утонённой литосферой. Неотетис подстилался океанской астеносферой, течение которой в северных румбах приводило к закрытию впадин и сближению гондванских плит с Евразией. Коллизия замедлила сближение, но океанская астеносфера, вероятно, продолжила прежнее движение и постепенно достигла северных границ пояса. Именно эта активная астеносфера в олигоцене и миоцене оказывала термо-флюидное воздействие на слабо консолидированную литосферу, которое проявлялось в интенсивном гранитообразовании и вулканизме и обусловило размягчение литосферы, способствовавшее коллизионным деформациям, тектоническому расслоению литосферы и крупномасштабным латеральным перемещениям коровых масс, что в конечном счёте привело к консолидации земной коры. В плиоцен–квартере под консолидированной корой астеносфера стала частично замещать или «астенизировать» более плотную литосферную мантию, что резко усилило рост горных поднятий. С середины миоцена активную океанскую астеносферу дополнил астеносферный поток от Эфиопско-Афарского суперплюма, который в олигоцене – раннем миоцене проник под Аравийскую плиту и проявился вулканизмом в ней, а затем и в смежном сегменте пояса.

С замещённым астеносферным веществом фрагментами мантийной части литосферы погружались сохранявшиеся в ней плотные палеоокеанские метабазиты. Фазовые превращения и деформации в насыщенных метабазитами погружавшихся слэбах явились

причиной мантийных землетрясений. Менее плотные метабазиты разуплотнились под воздействием приблизившейся астеносферы и пополнили земную кору, что усилило рост гор. Вероятно, этот фактор восходящих движений стал ведущим в краевых горных системах орогенического пояса – Большом Кавказе и южных зонах Западного Тянь-Шаня, где разуплотнение верхов мантии не зафиксировано, а сжатие, производимое более южными дугами, соответственно, Малого Кавказа и Памира не могло вызвать поднятие удалённых от дуг частей этих горных сооружений. Большой Кавказ дольше других зон орогенического пояса был ограничен с юга прогибом с утонённой корой. Субдукция прогиба к югу, приведшая к его закрытию, задержала проникновение под Кавказ потока активной астеносферы до среднего миоцена. В итоге преобразования литосферной мантии не дошли здесь до стадии её замещения астеносферным веществом, но под консолидированной корой Скифской плиты, слагающей Кавказ, оказались достаточными для метаморфического разуплотнения подкорковых метабазитов, вызвавшего поднятие поверхности. Для Западного Тянь-Шаня такой экран могла создавать до позднего миоцена субдукция восточного продолжения Афгано-Таджикской депрессии, где, судя по разрезу района г. Курган-Тюбе, мощность кристаллической части коры ≤ 20 км [Кухтиков, 1981].

С астеносферным течением, вероятно, связаны особенности движения Анатолийской плиты в плиоцен–квартере к западу. Считают, что оно обусловлено северным дрейфом Аравийской плиты. Но, по данным GPS измерений [Reilinger et al., 2006], скорость дрейфа Аравии относительно Евразии не превышает 15–18 мм/год, а западный дрейф Анатолии достигает 25 мм/год. Такие соотношения существовали с плиоцена [Трифонов, Караханян, 2004]. Противоречие между скоростями снимается, если допустить, что дрейф Анатолии определяется движением астеносферного потока, скорость которого выше скорости дрейфа Аравии и создаёт в тылу Анатолии область декомпрессии, выраженную повышенным вулканизмом Армянского нагорья.

Таким образом, формирование современных горных систем и ряд других геодинамических явлений новейшего этапа развития Альпийско-Гималайского пояса в

значительной мере обеспечивались динамическим воздействием на литосферу океанской астеносферы Тетиса и её энергией, выделявшейся в ходе преобразования в астеносферу континентальную и позднее дополнившейся энергией астеносферного потока от Эфиопско-Афарского суперплюма. Вместе с тем, интенсивные плиоцен-четвертичные поднятия, приведшие к современному горному рельефу, характерны не только для Альпийско-Гималайского пояса. Они отмечены в Андах и на западе Северной Америки. Е.В. Артюшков [2003] писал об аналогичных явлениях в Верхоянском хребте и горной системе Черского. Во многих областях интенсивных поднятий выявлены подъём кровли астеносферы или разуплотнение верхов мантии. Эти процессы также могут быть связаны с закрытием Тетиса. Во все стадии развития на его северном (в современных координатах) фланге существовали зоны субдукции, компенсировавшие спрединг. Индийский океан, который частично взял на себя роль Тетиса, лишён таких зон на всём протяжении от Кипра до Андаманской дуги. Это изменило кинематику астеносферных потоков и глобальный баланс плит, что и проявилось в широкомасштабном горообразовании.

Исследования поддерживались Программой 6 «Геодинамика и физические процессы в литосфере и верхней мантии Земли» и Программой 10 «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ» ОНЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- Артемьев М.Е.** Изостазия территории СССР. М., Наука, 1975, 215 с.
- Артюшков Е.В.** Физическая тектоника. М., Наука, 1993, 456 с.
- Артюшков Е.В.** Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // Геотектоника, 2003, № 2, с. 39–56.
- Баженов М.Л., Буртман В.С.** Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты–Кавказ–Памир. М., Наука, 1990, 167 с.

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.

Губин И.Е. (отв. ред.) Литосфера Тянь-Шаня. М., Наука, 1986, 158 с.

Дронов В.И. (отв. ред.) Геология и полезные ископаемые Афганистана. Кн. 1. Геология. М., Недра, 1980, 535 с.

Ершов А.В., Никишин А.М. Новейшая геодинамика Кавказско-Аравийско-Восточно-Африканского региона. Геотектоника, 2004, № 2, с. 55–72.

Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Неотектоника и мантийные землетрясения Памиро-Гиндукушского региона // Геотектоника, 2005, № 1, с. 64–77.

Кабан М.К. Гравитационная модель литосферы и геодинамика // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М., ОИФЗ РАН/ГЕОН, 2000, с. 267–290.

Казьмин В.Г. О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов) // Геотектоника, 1974, № 6, с. 3–14.

Казьмин В.Г., Лобковский Л.И., Тихонова Н.Ф. Позднемеловой–палеогеновый глубоководный бассейн Северного Афганистана – Центрального Памира и проблема Гиндукушских землетрясений // Геотектоника, 2010, № 1.

Кондорская Н.В., Уломов В.И. (отв. ред.) Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии с древнейших времен до 1990 г. М., ОИФЗ РАН, 1994.
[http: //WWW.SSGIS.RU/System of Data Bases](http://WWW.SSGIS.RU/System of Data Bases).

Кондорская Н.В., Шебалин Н.В. (отв. ред.) Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М., Наука, 1977, 356 с.

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.

Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника, 1999, № 2, с. 17–35.

Короновский Н.В., Демина Л.И. Позднекайнозойский вулканизм Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М., ГЕОС, 2007, с. 251–284.

Кухтиков М.М. (отв. ред.) Земная кора и верхняя мантия Таджикистана. Душанбе, Дониш, 1981, 284 с.

Леонов Ю.Г. (отв. ред.) Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М., ГЕОС, 2007, 368 с.

Летников Ф.А. Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика, 2003, т.44 (12), с.1262–1269.

Лукк А.А., Винник Л.П. Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира // Геотектоника, 1975, № 5, с. 73–80.

Макаров В.И. (отв. ред.) Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М., Научный мир, 2005, 400 с.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., Недра, 1973, 280 с.

Родкин М.В., Никитин А.Н., Васин Р.Н. Сейсмотектонические эффекты твёрдофазных превращений в геоматериалах. М.: ГЕОС, 2009. 198 с.

Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М., Научный мир, 1999, 254 с.

Трифонов В.Г. Возраст и механизмы новейшего горообразования // Мат. 41-го Тектон. совещ., т. 2. М., ГЕОС, 2008, с. 349–353.

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.

Трифонов В.Г., Караханян А.С. Геодинамика и история цивилизаций. М., Наука, 2004, 668 с.

- Трифонов В.Г., Трубихин В.М., Аджамян Ж., Джаллад З., Эль-Хаир Ю., Айд Х.** Левантская зона разломов на северо-западе Сирии // Геотектоника, 1991, № 2, с. 63–75.
- Трубицин В.П.** Тектоника плавающих континентов // Вестник РАН, 2005, №1, с.10–21.
- Хаин В.Е.** Тектоника континентов и океанов. М., Научный мир, 2001, 606 с.
- Хамрабаев И.Х.** Строение земной коры Западного Памира по комплексным геолого-геофизическим данным по профилю Гарм–Калайхумб–Хорог–Ишкашим // Узбекский геол. журнал, 1980, № 5, с. 47–51.
- Чедия О.К.** Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1986, 315 с.
- Чекунов А.В.** (отв. ред.) Геофизические исследования литосферы. Киев, Наукова думка, 1993, 156 с.
- Шарков Е.В.** Мезозойский и кайнозойский базальтовый вулканизм // Очерки геологии Сирии. М.: Наука, 2000. С. 177–200.
- Швольман В.А.** Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М., Наука, 1977, 160 с.
- Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А. и др.** Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмологическим данным) // Физика Земли, 1999, № 9, с. 3–18.
- Altherr R., Henjes-Kunst F., Baumann A.** Asthenosphere versus lithosphere as possible sources for basaltic magmas erupted during formation of the Red Sea: constraints from Sr, Pb and Nd isotopes // Earth Planet. Sci. Lett., 1990, v. 96, p. 269–286.
- Arger J., Mitchell J., Westaway R.** Neogene and Quaternary volcanism of southeastern Turkey // Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. Geol. Soc. London Spec. Publ. 173, 2000, p. 459–487.
- Artemjev M.E., Kaban M.K.** Density inhomogeneities, isostasy and flexural rigidity of the lithosphere in the Transcaspian region // Tectonophysics, 1994, v. 240, p. 281–297.

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, v. 262, p. 101–132.

Barazangi M., Seber D., Chaimov T., Best J., Litak R.D., Sawaf T. Tectonic evolution of the northern Arabian plate in western Syria // Recent evolution and seismicity of the Mediterranean region. Dordrecht, Kluwer Acad. Publ., 1993, p. 117–140.

Becker T.W., Boschi L. A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // Geochemistry Geophysics Geosystems G³, 2002, v. 3 (January 10), Paper number 2001GC000168, <http://www.geophysics.harvard.edu/geodyn/tomography/>.

Bertrand H., Chazot G., Blichert-Toft J., Thorvald S. Implications of widespread high- μ volcanism on the Arabian Plate for Afar mantle plume and lithosphere composition // Chem. Geol., 2003, v. 198, p. 47–61.

Burtman V.S., Molnar P. Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir. Boulder, The Geological Society of America, Inc., 1990, (Special paper 281), 76 p.

Camp V.E., Roobol M.J. Upwelling asthenosphere beneath western Arabia and its regional implication // J. Geophys. Res., 1992, v. 97, p. 15255–15271.

Demir T., Westaway R., Bridgland D., Pringle M., Yurtmen S., Beck A., Rowbotham G. Ar-Ar dating of Late Cenozoic basaltic volcanism in northern Syria: Implications for the history of incision by the River Euphrates and uplift of the northern Arabian Platform // Tectonics, 2007, v. 26, TC 3012, doi:10.1029/2006TC001959.

Ebinger C.J., Sleep N.S. Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume // Nature, 1998, v. 395 (22), p. 788–791.

Garfunkel Z., Ben-Abraham Z. Basins along the Dead Sea Transform // Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle 186, 2001, p. 607–627.

Golonka J. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic // *Tectonophysics*, 2004, v. 381, p. 235–273.

Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S. Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth // *GSA Today*, 1997, v. 7, p. 1–7.

Hauser F., Raileanu V., Fielitz W., Dinu C., Landes M., Bala A., Prodehl C. 2007. Seismic crustal structure between the Transylvanian Basin and the Black Sea, Romania // *Tectonophysics*, 2007, v. 430, p. 1–25.

Hurwitz S., Garfunkel Z., Ben-Gai Y., Reznikov M., Rotstein Y. Gvirtzman H. The tectonic framework of a complex pull-apart basin: seismic reflection observations in the Sea of Galilee, Dead Sea transform // *Tectonophysics*, 2002, v. 359, p. 289–306.

Ilani S., Harlavan Y., Taravneh K., Rabba I., Weinberger R., Ibrahim K., Peltz S., Steinitz G. New K-Ar ages of basalts from the Harrat Ash Shaam volcanic field in Jordan: implications for the span and duration of the upper-mantle upwelling beneath the western Arabian plate // *Geology*, 2001, v. 29, p. 171–174.

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, v. 267, p. 276–289.

Karakhanian A., Djrbashian R., Trifonov V. et al. Holocene-Historical Volcanism and Active Faults as Natural Risk Factor for Armenia and Adjacent Countries // *J. Volcanology and Geothermal Res.*, 2002, v. 114 (2374), p. 1–27.

Kárník V. Seismicity of the European area, 2 vols. Praha: Academia, 1968.

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, v. 45, p. 1–17.

Li Jijun. Uplift of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and global change. Lanzhou: Univ. Press, 1995, 207 p.

Lustrino M., Sharkov E. Neogene volcanic activity of western Syria and its relationship with Arabian plate kinematics // *J. Geodyn.*, 2006, v. 42, p. 115–139.

Moinfar A., Mahdavian A., Maleki E. Historical and instrumental earthquakes data collection of Iran. Tehran, Iran Cultural Exhibitions Institute, 1994, 450 p.

Molnar P., Chen W.P. Evidence for large Cenozoic crustal shortening of Asia // *Nature*, 1978, v. 273, p. 218–220.

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.

National Earthquake Information Center. Earthquake data base. Golden, CO: U.S. Geological Survey, 2007, <http://neic.usgs.gov/neis/epic/database.html>.

Negredo A.M., Replumaz A., Villaseñor A., Guillot S. Modeling the evolution of continental subduction processes in the Pamir–Hindu Kush region // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 259, p. 212–225.

Papazachos B., Papazachou C. The earthquakes of Greece. Thessaloniki: Editions Ziti, 1997.

Pécskay Z., Lexa J., Szakács A. et al. Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region // *Acta Vulcanologica*, 1995, v. 7 (2), p. 15–28.

Ranalli G., Piccardo G.B., Corona-Chávez P. Softening of the subcontinental lithospheric mantle by asthenosphere melts and continental extension/oceanic spreading transition // *J. Geodynamics*, 2007, v. 43, p. 450–464.

Reilinger R., McClusky S., Vernant Ph., Lawrence Sh., Ergintav S., Cakmak R., Ozener H., Kadirov F., Guliev I., Stepanyan R., Nadariya M., Hahubia G., Mahmoud S., Sark K., ArRajehi A., Paradissis D., AlAydrus A., Prilepin M., Guseva T., Evren E., Dmitritsa A., Filikov S.V., Gomez F., Al-Ghazzi R., Karam G. GPS constraints on continental deformation in the Africa–Arabia–Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions // *J. Geophys. Res.*, 2006, v. 111 (B05411), doi:10.1029/2005JB004051.

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. 173, 2000, p. 97–138.

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. Geodynamics*, 2005, v. 40, p. 235–256.

Sandulescu M. *Geotectonics of Romania*. București: Editura Tehnică, 1984. 336 p.

Schwab M., Ratschbacher L., Siebel W., Mc Williams M., Minaev V., Lutkov V., Chen F., Stanek K., Nelson B., Frisch W., Wooden J.L. Assembly of the Pamirs: Age and origin of magmatic belts from the southern Tien Shan to the southern Pamirs and their relation to Tibet // *Tectonics*, 2004, v. 23, TC4002, doi:10.1029/2003TC001583.

Searle M.P. Thermal and structural evolution of the Himalayan and Karakoram continental crust // 5th Intern. Sympos. on the Tibetan Plateau. Abstracts. Beijing, 2009, p. 3–4.

Segev A. Magmatic rocks // *Geological framework of the Levant*, vol. II, part 4. Jerusalem: Historical Production-Hall, 2005, p. 553–576.

Shebalin N.V., Kárník V., Hadzievski D.(Eds.) *Catalogue of earthquakes*, Pt.I: 1901–1970; Pt. II: Prior to 1901. Skopje: UNDP/UNESCO Survey of Seismicity of the Balkan Region, 1974.

Stein M., Hofmann A.W. Fossil plume head beneath the Arabian lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1992, v. 114, p. 193–209.

Tapponnier P., Mattauer M., Proust F., Cassaigneau C. Mesozoic ophiolites, sutures, and large-scale tectonic movements in Afghanistan // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1981, v. 52, p.355–371.

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. Volcanology and Geothermal Res.*, 2010 (in press).

Turner S., Hawkesworth Ch., Liu J. et al. Uplift-related magmatism of the Tibetan Plateau
// *Terra Nova*, 1993, v. 5 (Supplement to N 1), p. 248.

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, v. 30, p. 375–389.

Yürür M.T., Chorowitz J. Recent volcanism, tectonics and plate kinematics near the
junction of the African, Arabian and Anatolian plates in the eastern Mediterranean // *J. Volcan.
Geothermal Res.*, 1998, v. 85, p. 1–15.

ПОДРИСУНОЧНЫЕ ПОДПИСИ

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

1 – крупные межгорные и предгорные впадины; 2 – Таримская поднятая впадина; 3 – горные системы; 4 – высочайшие горные сооружения; 5 – границы гор и межгорных впадин; 6–10 – разломы, проявившие активность в четвертичное время (крупнейшие разломы выделены утолщенными линиями): 6 – надвиг или взброс, 7 – сдвиг, 8 – сброс, 9 – раздвиг, 10 – флексура. Цифры на карте: 1 – Афгано-Таджикская депрессия, 2 – Большой Кавказ, 3 – Гималаи, 4 – Гиндукуш, 5 – Загрос, 6 – зона Инда–Цангпо, 7 – Каракорум, 8 – Карпаты, 9 – Кипрская дуга, 10 – Копетдаг, 11 – Красное море, 12 – Куньлунь, 13 – Левантская зона разломов (Трансформа Мёртвого моря), 14 – Малый Кавказ, 15 – Месопотамский прогиб, 16 – Тавр, 17 – Тарим, 18 – Тибет, 19 – Центральный Тянь-Шань, 20 – Эгейское море, 21 – Эллинская дуга

Рис. 2. Принципиальная схема расположения прогибов с утонённой (субокеанской?) корой, существовавших в Альпийско-Гималайском поясе в эоцене (~45 млн. лет назад), по работам [Robertson, 2000; Golonka, 2004; Казьмин, Терехова, 2006; Леонов, 2007; Казьмин и др., 2010] с дополнениями

1 – бассейны с утонённой корой; 2 – проторифтовый прогиб Красного моря; 3 – крупнейшие надвиги и зоны субдукции; 4 – главные трансформные и другие разломы (а) и их предполагаемые продолжения. Буквенные обозначения: 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, Л – 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, ЦИ – Центрально-Иранская микроплита, Ч – Прото-Чаманская трансформная зона, ЭЛ – Эльбурс, ЮК – бассейн Южного Каспия.

Рис. 3. 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, расчётные значения, показывающие, какой высоты достигло бы плиоцен-четвертичное поднятие только из-за усиления сжатия

Рис. 4. Карта тектонической зональности, гранитного магматизма и эпицентров землетрясений с $M_s \geq 5,7$ Памир-Гиндукуш-Каракорумского региона, по данным [Иванова, Трифионов, 2005] с изменениями

1 – тектонические покровы и надвиги; 2 – сдвиги; 3 – прочие крупные разломы; 4 – границы впадин; 5 – гранитные батолиты, продолжавшие развиваться в миоцене; 6 – эпицентры землетрясений с очагами на глубинах $h \leq 70$ км (а), $70 > h > 150$ км (б) и $h \geq 150$ км (в); 7–9 – магнитуды землетрясений: 7 – $M_s = 5,7-6,5$; 8 – $M_s = 6,6-7,4$; 9 – $M_s = 7,5-8,3$.

Тектонические зоны: ТШ – Тянь-Шань; АТ – Афгано-Таджикская депрессия; Т – Таримская впадина; СП – Северный Памир и его продолжения в Куньлуне (Ск), Западном Гиндукуше (Ги) и Банди-Туркестане (Бт); Ал, В, Кб, М, Ру, Ц, Цт – зоны центрально-памирского типа, включая ЮЗ – Юго-Западный Памир – Бадахшан; П – Пшартская сутура и ее продолжения, выделенные серым цветом; Гш – предполагаемое продолжение Пшартской сутуры в Тибете; ЮВ – Юго-Восточный Памир – Нуристан и его продолжения в Тибете и Афганистане; КК – Северный Каракорум и его продолжение в Тибете; ГА – Гильменд-Аргандабский массив; КГ – Южный Каракорум и Восточный Гиндукуш; Ш – сутура Шиок и Б – сутура Бангун; К – Кохистан и Л – Ладакх; ХГ – Хазарский массив Гималаев. 1 – Гератский (Главный Герирудский) разлом, 2 – Главный Каракорумский надвиг, 3 – Главный мантийный надвиг, 4 – Дарвазский взбросо-сдвиг, 5 – Памиро-Каракорумский сдвиг, 6 – Центрально-Памирский разлом, 7 – Чаманский сдвиг

Рис. 5. Гистограммы распределения количества землетрясений с $M_s \geq 5$ по глубинам в мантийных сейсмофокальных зонах: 1 – Памиро-Гиндукушская зона, 2 – Вранча, 3 – Средний Каспий, 4 – Загрос, 5 – Эгейский регион, 6 – Эллинская дуга. Косой штриховкой показано приблизительное положение подошвы коры, если она находится ниже 40 км.

Рис. 6. Схемы строения земной коры Памира в позднем триасе до норийского века (T_3), позднем триасе–лейасе (T_3-J_1), позднем миоцене (N_1^3) и плиоцен–квартере (N_2-Q) и образования Гиндукушского мегаочага мантийных землетрясений

1 – осадочный чехол; 2 – платформенные карбонаты; 3 – палеозойская континентальная кора; 4 – палеозойская океанская кора; 5 – континентальная кора Центрального и Южного Памира; 6 – мезозойская океанская кора; 7 – метабазиты. АТВ – Афгано-Таджикская депрессия, NP – Северный Памир, SWP – Юго-Западный Памир, PS – Пшартская сутура, SEP – Юго-Восточный Памир, К – Каракорум

Рис. 7. Тектоническая схема Карпат вблизи области Вранчских землетрясений, по данным [Hauser et al., 2007] с изменениями

1 – неоген-четвертичные вулканические породы; 2 – неоген-четвертичные отложения Предкарпатского передового прогиба; 3 – Фокшанская впадина; 4 – неогеновые

отложения Трансильванской впадины; 5 – шарьированный комплекс Внешней зоны Карпат (Молдавиды); 6 – Внешнедакийские покровы с меловым параавтохтоном; 7 – среднедакийские и трансильванские покровы с меловым параавтохтоном; 8 – карпатские тектонические зоны под чехлом плиоцен-четвертичных отложений; 9 – киммерийский ороген Северной Добруджи, обнажённый или под маломощными осадками; 10 – тот же ороген под осадочным чехлом; 11 – платформенный чехол Мизийской платформы; 12 – главные надвиги; 13 – разломы: ВМ – Внутримизийский, ПК – Печенега-Камена, ТР – Тротус; 14 – эпицентральная область Вранча. ZO – линия сейсмического профиля

Рис. 8. Схема образования Вранчского мегаочага мантийных землетрясений, по данным [Artyushkov et al., 1996; Hauser et al., 2007] с дополнениями

1 – осадочный чехол; 2 – верхнекоровый слой; 3 – нижнекоровый слой; 4 – нижнекоровый слой, обогащённый плотными метабазами; 5 – слэб уплотнённых метабазитов (зона мантийных землетрясений, показаны их гипоцентры); 6 – астеносфера; 7 – литосферная мантия

Рис. 9. Структурно-геологическая карта области неоген-четвертичных базальтов Сирии и соседних территорий, по данным [Trifonov et al., 2010] с изменениями

1–6 – базальты: 1 – голоцен, 2 – верхний плейстоцен, 3 – средний и нижний плейстоцен, 4 – плиоцен, 5 – верхний миоцен (с нижним плиоценом на плато Шин), 6 – средний и нижний миоцен, редко олигоцен; 7 – поднятия выше 600 м; 8 – впадины; 9 – позднекайнозойские разломы; 10–13 – радиоизотопные датировки базальтов: 10 – [Trifonov et al., 2010], 11 – [Demir et al., 2007], 12 – [Шарков, 2000], 13 – [Пани et al., 2000]. Структурные элементы и базальтовые поля: AF – разлом Аманос (Восточно-Анатолийская зона), AP – Алеппское плато, EG – впадина pull-apart Эль Габ, сегмент DST, GS – Галилейское море, впадина pull-apart, JA – нагорье Джебель Араб (Харрат Аш Шаам), PA – Пальмириды, RF – продолжение южной части DST на север разломом Роум и далее вдоль континентального склона, SP – плато Шин, YD – депрессия Йизреел, YF – Яммуне, сегмент DST