

14. *Ludwig K.R.* Isoplot v. 4.15: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Special Publication, No. 4. Berkeley Geochronology Center. 2008. 76 p.

15. *Pisarevsky S.A., Elming S-Å., Pesonen L.J., Li Z-X.* Mesoproterozoic palaeogeography: supercontinent and beyond // *Precambrian Research*. 2014. V. 24. P. 207-225.

16. *Rcjas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V. et al.* Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications // *Gondwana Research*. 2014. V. 26. P. 957-974.

17. *Sircombe K.* AgeDisplay: an EXCEL workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions // *Computers & Geosciences*. 2004. V. 30. P. 21-31.

**В.Г. Трифонов, С.Ю. Соколов,
Д.М. Бачманов, Т.П. Иванова¹**

Новейшее горообразование и тектоника мантийных течений

Многолетнее изучение новейших (олигоцен-четвертичных) вертикальных движений в Альпийско-Гималайском орогеническом поясе показало, что эти движения происходили в две стадии. В течение продолжительной первой стадии, которая продолжалась с олигоцена до конца миоцена, а местами до середины и даже конца плиоцена, формировались локальные поднятия как результат изостатической компенсации утолщения коры в зонах концентрации коллизионного сжатия. Судя по составу сносимого с поднятий обломочного материала и редким оценкам глубин разновозрастных врезов на их склонах, эти поднятия были, как правило, не выше среднегорных (до ~1500 м). Направление максимального сжатия изменялось в течение первой стадии от ССЗ–ЮЮВ с конца эоцена до начала миоцена к СВ–ЮЗ в конце раннего и среднем миоцене и вновь ССЗ–ЮЮВ до меридионального в позднем миоцене и раннем плиоцене. Соответственно, поднятия возникали в разных местах, и в целом их площадь нарастала.

В течение короткой второй стадии, начавшейся в плиоцене, а местами только плейстоцене (последние 2–5 млн лет), высота гор возросла в 2–3 раза и сформировался современный горный рельеф пояса. Это ускорение тектонического подъёма нельзя объяснить усилением сжатия. В

¹ Геологический институт РАН, Москва

некоторых регионах (Большой Кавказ, Карпаты, Альпы) сжатие ослабело по сравнению с предшествовавшей эпохой интенсивных складчатонадвиговых деформаций. Но даже там, где сжатие усилилось (Гималаи, Памир, Тянь-Шань и некоторые другие горные системы), его возросшие скорости могли обеспечить не более 20–50% реального поднятия. Остальное явилось изостатической компенсацией разуплотнения низов коры и верхов мантии под двояким воздействием астеносферы. Во-первых, как отмечал Е.В. Артюшков, произошло частичное замещение отслоенной литосферной мантии, вместе с содержащимися в ней высоко метаморфизованными породами корового происхождения, менее плотным и более горячим астеносферным веществом. Во-вторых, менее плотные метаморфические породы в низах коры и близ границы кора-мантия, испытали ретроградный метаморфизм под воздействием охлаждённых астеносферных флюидов, что стало причиной их разуплотнения.

Анализ сейсмотомографических данных выявил две важные особенности строения мантии под Альпийско-Гималайским поясом. Во-первых, под его восточным (Индонезийским) сегментом, где субдукция продолжается до сих пор, высокоскоростные субдуцированные слэбы выполаживаются на глубинах около 400–700 км, и эти субгоризонтальные линзы продолжают под верхнюю мантию континентов. Подобные субгоризонтальные продолжения слэбов известны на активных окраинах северо-западной Пацифики, где получили названия *stagnant slabs*, или *big mantle wedges* (BMW). Во-вторых, под более западными, горными, сегментами пояса выявлен субгоризонтальный подлитосферный верхнемантийный слой с пониженными скоростями сейсмических волн (горячий и менее плотный), распространяющийся под весь современный горный пояс от Эфиопско-Афарского суперплюма – области пониженных скоростей сейсмических волн, прослеженной от низов мантии.

Мы предполагаем, что удлинённый Эфиопско-Афарский суперплюм развивался более или менее стационарно, по меньшей мере, с конца палеозоя. Фрагменты литосферы движущихся гондванских плит, оказавшиеся над суперплюмом, испытывали рифтинг, перераставший в спрединг, сформировавший океан Тетис. Потоки астеносферного вещества увлекали эти фрагменты в сторону Евразии, где океанская литосфера Тетиса субдуцировала, а фрагменты гондванских плит причленились к Евразии. В результате на месте будущего орогенического пояса возникла серия микроплит, разделённых сутурами, аккреционными клиньями и магматическими телами разных стадий развития Тетиса. Судя по немногим сохранившимся признакам, нынешние горные сегменты пояса первоначально имели строение верхней мантии, сходное с современной структурой мантии Индонезийского сегмента, т.е. под ними субдуциро-

ванные слэбы также переходили на глубинах 400–700 км в BMW, распространявшиеся под будущей пояс.

Закрытие Тетиса и коллизия Евразийской и гондванских плит замедлила их сближение, но горячие астеносферные потоки от Эфиопско-Афарского суперплюма продолжили прежнее движение и постепенно распространились под весь орогенический пояс. В процессе движения потоки перерабатывали структуры верхней мантии, в том числе и BMW, располагавшиеся на уровне переходного слоя мантии 400–700 км и являвшиеся потенциальным источником водных флюидов. Обогащение астеносферных потоков водными флюидами имело важные последствия. Активизированная таким образом астеносфера или её флюиды воздействовали на литосферу, вызывая её расслоение. Это обеспечило значительные латеральные перемещения и деформационное утолщение земной коры, приведшее к локальным поднятиям в областях концентрации деформации сжатия. В течение первой стадии горообразования это было единственным или, по крайней мере, главным источником поднятия.

Во вторую стадию горообразования (последние 5–2 млн лет) под консолидированной к этому времени земной корой пояса деформационное воздействие подлитосферных потоков и их флюидов усилилось двумя процессами: во-первых частичным замещением литосферы астеносферой и, во-вторых, ретроградным метаморфизмом высоко метаморфизованных пород корового происхождения. Оба процесса привели к разуплотнению соответствующих объёмов литосферы и, как следствие, дополнительному тектоническому поднятию в плиоцен-четвертичное время.

Определяющая роль в этой модели эволюции Альпийско-Гималайского пояса принадлежит подлитосферным верхнемантийным потокам, распространяющимся от Эфиопско-Афарского суперплюма. Чтобы определить, в какой мере эта модель может быть применима к другим территориям, мы проанализировали имеющиеся данные неотектоники и сейсмической томографии. Оказалось, что другие современные горные пояса, как то Алтайско-Становой, северо-востока Азии, запада Северной и Южной Америки, также демонстрируют признаки усиления восходящих движений в плиоцен-квартере. Анализ глобальных сейсмотомографических данных выявил несколько суперплюмов и распространяющихся от них верхнемантийных потоков с пониженными скоростями сейсмических волн. Крупнейшим из них является Тихоокеанский суперплюм, восточный верхнемантийный поток от которого достигает Восточно-Тихоокеанской системы спрединга. Верхняя часть другого суперплюма находится под островами Зелёного мыса. Отходящий от него верхнемантийный поток достигает Срединно-Атлантической системы

спрединга. Ещё один суперплюм проецируется своей верхней частью на район Исландии. Под другими сегментами Срединно-Атлантической системы спрединга низкоскоростные («горячие») объёмы пород, очевидные на уровне литосферы и верхов астеносферы, исчезают на глубинах до 200–300 км.

На основе проанализированных данных предлагается следующая глобальная тектоническая модель, названная тектоникой мантийных течений. Литосферные плиты движутся подлитосферными верхнемантийными потоками из-за вязкого трения на подошве литосферы. Потоки распространяются от суперплюмов, которые представляют собой восходящие ветви общемантийной конвекции. Как правило, литосферные зоны спрединга не совпадают с суперплюмами. Эти зоны возникают в ослабленных участках неоднородной литосферы. Вулканизм MORB не определяется суперплюмами, а является вынужденным результатом адиабатического плавления верхов астеносферы и литосферы в результате растяжения, связанного с неравномерным движением плит. Поскольку большинство субдуцируемых слэбов трансформируется в BMW на глубинах около 400–700 км, только часть субдуцируемого материала достигает нижней мантии, и эта часть недостаточна, чтобы компенсировать наращивание литосферы в зонах спрединга. Нисходящие ветви общемантийной конвекции представлены не только такими слэбами, но и погружающимися объёмами деплетированной и плотной литосферной мантии с фрагментами высоко метаморфизованных базитов корового происхождения под древними кратонами и зонами коллизии. Реликты таких относительно высокоскоростных объёмов обнаруживаются в нижней мантии.

Плейт-тектонический механизм является главным, но не единственным результатом верхнемантийных течений. Его дополняют тектонические процессы, обусловленные фазовыми и минеральными преобразованиями пород мантии и низов коры, образованием BMW и их флюидным потенциалом. Воздействие BMW на тектоническое развитие многообразно. Их исследование на северо-востоке Азии привело Н.Л. Добрецова, Д.Жао, А.В. Иванова и других к представлениям о существовании особой верхнемантийной конвекции, выраженной в мантийном диапиризме и внутриплитном вулканизме. Конвективные течения могли вызвать деформационное утолщение коры, которое в сочетании с разуплотнением пород под воздействием мантийных флюидов обусловило, по мнению Е.В. Артющкова, позднекайнозойское поднятие и образование горного рельефа. В Альпийско-Гималайском поясе, как показано выше, переработка обогащённых флюидами BMW верхнемантийными потоками, распространявшимися от Эфиопско-Афарского суперплюма, резуль-

тировалась разуплотнением верхов мантии и низов коры, что в плиоцен-квартере резко усилило тектонический подъём и привело к образованию современных горных систем. Эти процессы наиболее ярко проявились в Центральной Азии, где литосфера была особенно сильно утолщена коллизийными деформациями и обогащена реликтами прежней океанской литосферы Тетиса. В Средиземноморской части пояса, где литосфера сохранила значительные неоднородности, поднятие горных хребтов сочеталось с опусканием впадин. Их происхождение М.А. Гончаров и его коллеги связали с мантийным диапиризмом, который, в свою очередь, определяется латеральными верхнемантийными потоками.

В.М. Трубихин¹, О.В. Пилипенко²

К вопросу о транскавказской фазе складчатости в позднем плейстоцене

Настоящая работа посвящена фазе тектонической активизации во второй половине позднего неоплейстоцена Понто-Каспийской области. Это тектоническое событие отмечалось разными исследователями и ранее. Однако, как нам кажется, ему не придавали должного значения.

В работе [Островский и др., 1977] был проведен анализ высот четвертичных морских террас черноморского побережья Кавказа. Из этой работы следует, что между временем формирования карангатской и сурожской террас имела место активизация тектонических движений. Попов Г.И. [Попов, 1983] прямо связывал «Великую хвалынскую трансгрессию» с усилением тектонической активности в Кавказском регионе. О том же писал и один из соавторов данной работы [Трубихин, 1987].

Необходимо было установить синхронность этого события и локализовать его во времени. Это удалось сделать в процессе изучения аномальных горизонтов геомагнитного поля эпохи Брюнес. Выяснилось, что в нижней части карангата Черноморского бассейна и верхнего хазара (геркана) Каспия располагается аномальный горизонт Блейк, а в нижней части сурожских (Черноморский бассейн) и хвалынских (Каспий бассейн) отложений – аномальный горизонт Роксоланы.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия