

ОТЧЕТ

о выполнении научно-исследовательских работ 2003-2005 гг. по программе 5 фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН «Глубинное строение Земли, магматизм, геодинамика и взаимодействие геосфер», проект 6.1 «Позднекайнозойская и современная геодинамика обстановки коллизионного взаимодействия литосферных плит», раздел «Геодинамика новейших коллизионных орогенов»

Введение

Важнейшей общей задачей работ было выяснение роли глубинных геологических процессов в становлении и развитии новейших коллизионных орогенов. Традиционно считается, что в формировании структуры коллизионных орогенов (образование гор и межгорных и предгорных впадин, распределение сейсмичности и коллизионного вулканизма) определяющую роль играет взаимодействие литосферных плит. В частности, горы рассматриваются как результат скупивания коровых масс. Наши предшествующие исследования показали, что процесс коллизионного взаимодействия плит пространственно сложен. Во-первых, плиты распадаются на отдельные литопластины (прежде и чаще всего кора отслаивается от мантии), которые могут двигаться, деформироваться и взаимодействовать в значительной мере автономно друг от друга. Во-вторых, взаимодействие крупных плит осуществляется через промежуточные более мелкие плиты, микроплиты и литопластины, траектории движения которых определяются направлениями относительного перемещения крупных плит, но могут существенно отличаться от них, что создает сложный рисунок новейших структур, в том числе сейсмически активных. В-третьих, как показали наши исследования 2003–2005 гг., траектории таких движений и, соответственно, структурные границы плит, могли изменяться в течение новейшего этапа. Однако даже с учетом этих осложнений ряд важных особенностей новейшего тектогенеза, в частности, горообразование не удастся объяснить только взаимодействием плит. Как будет показано, они в значительной мере могли определяться преобразованиями вещества на нижнекоровом и мантийном уровнях, причем эти преобразования не обнаруживают прямой связи с взаимодействием плит.

Структурные перестройки в течение новейшего этапа

Выполненные в 2003–2005 гг. неотектонические исследования в Сирии [5, 6] показали, что северная, сирийско-ливанская, часть западной трансформной границы (Левантская зона разломов) и северная конвергентная граница Аравийской плиты, в отличие от южной, израильской, части трансформы, в течение новейшего этапа испытали существенные перестройки (рис. 1), соответствовавшие изменениям на южном, Красноморско-Аденском, фланге плиты. В первую фазу структурообразования (нижний миоцен) Аравийская плита двигалась на ССЗ, и ее граница севернее впадины Хула Левантской зоны проходила по разлому Роум и его продолжению на континентальном склоне Средиземного моря. Там она смыкалась с Латакийской надвигово-левосдвиговой зоной разломов, продолжавшейся от Кипра до Битлисской зоны надвигов Тавра, которая далее переходила в Главный надвиг Загроса, имевший в то время значительную правосдвиговую компоненту движений. В среднем миоцене, когда Аравийская плита двигалась на СВ, на ее северо-западном фланге наступило затишье, но происходил интенсивный поддвиг по Главному надвигу Загроса. В позднем миоцене плита вновь стала двигаться на ССЗ, и возобновились перемещения и деформации на ее северо-западном фланге, где суммарная амплитуда новейшего левого сдвига по разлому Роум и его подводному продолжению достигла 35–45 км. Сдвиг дополнило формирование складчато-надвигового пояса Пальмирид, поперечное укорочение которого составило около 20 км. В начале плиоцена возникло современное структурное ограничение Аравийской плиты. На севере трансформы оно представлено сегментами Ямуне и Эль-Габ Левантской левосдвиговой зоны и опережающими их нарушениями, суммарный сдвиг по которым достиг 35–40 км (как и на южных, израильских, сегментах зоны). На севере Левантская зона переходит в Восточно-Анатолийскую взбросо-левосдвиговую зону, которая сочленяется с восточным окончанием Северо-Анатолийской правосдвиговой зоны. Последняя на

юго-востоке кулисно подставляется Северо-Тебризским правым взбросо-сдвигом и Главным современным правым сдвигом Загроса, где Главный надвиг к этому времени перестал развиваться.

Еще более значительные структурные перестройки в течение новейшего этапа происходили в Памиро-Гиндукушском регионе (рис. 2) [1, 2]. Первая стадия новейшего тектогенеза, с конца эоцена до начала позднего миоцена, характеризовалась выразившимся в интенсивном гранитном магматизме, метаморфизме и местами вулканизме разогревом континентальной литосферы, расположенной севернее сuture Неотетиса, и расслоением разогретой литосферы по поверхностям наибольшего градиента деформационных свойств. В условиях разнонаправленного сжатия, обусловленного давлением как поперек орогенического пояса – со стороны Индийской плиты, так, по-видимому, и вдоль него – в результате сближения Таримского и Таджикско-Каракумского блоков, происходили латеральные перемещения отслоенных литопластин. В частности, древний кристаллический массив Юго-Западного Памира – Бадахшана и протерозойский блок афганских герцинид были оторваны от своих корней и перекрыли реликты сuture позднего Палеотетиса и фрагменты океанской коры раннего Мезотетиса.

На поздней стадии новейшего тектогенеза, с конца миоцена – начала плиоцена, магматическая активность сошла на нет и в остывающей земной коре движения расслоенных пластин сменились в условиях всестороннего сжатия перемещениями и скупиванием коровых блоков, что при изостатической компенсации возникших гравитационных неоднородностей привело к быстрому воздыманию территории.

Значительные структурные перестройки в течение новейшего этапа выявлены также в Камчатском орогене – на сочленении Курило-Камчатской и Алеутской дуг.

Глубинные преобразования как источник мантийных землетрясений Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоны

Предлагавшаяся ранее Л.П.Винником, А.А.Лукком, П.Таппонье и др. модель Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоны как сочетания двух зон разнонаправленной субдукции не подтверждается структурными особенностями зоны. Согласно нашей модели [1, 2], в результате латеральных перемещений отслоенных пластин и скупивания коровых масс (см. рис. 2) перекрытые ими и отстоящие от своих смещенных обдуцированных проявлений объемы океанской коры разного возраста оказались вдавленными на глубины 40–70 км, где Р-Т условия допускают эклогитизацию базитов с увеличением удельного веса пород. Это должно было привести к погружению эклогитизированных объемов в верхнюю мантию, имеющую здесь плотность ниже среднемировой. Очаги мантийных землетрясений Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоны возникают как результат снятия напряжений, накапливаемых в этих погружающихся фрагментах. Наибольшая концентрация вдавленных мафических масс возникла над Гиндукушским сейсмическим мегаочагом. Поэтому там процессы их эклогитизации и погружения протекали особенно интенсивно и, соответственно, максимальны частота и сила мантийных землетрясений.

Ускорение воздымания Тянь-Шаня в позднем плиоцене и квартере

Ускорение воздымания и увеличение контрастности вертикальных движений в Центральном Тянь-Шане в позднеплиоцен-четвертичное время выражены изменениями снизу вверх разреза молассы новейших впадин, структурными перестройками и возрастанием скоростей врезания [3]. С конца плиоцена во всех разрезах отмечается резкое поглубение обломочного материала, отражающее интенсивный рост горных хребтов. В разрезах ряда впадин, прежде всего Чуйской и Иссыккульской, выявлено возрастание скорости бассейнового осадконакопления от сотых долей миллиметра в год в олигоцене до 0,4–0,6 мм/год в эоплейстоцене (рис. 3). В плейстоцене в Чуйской впадине скорость возросла до 1 мм/год. Ускорение осадконакопления и поглубение молассы сопровождалось появлением несогласия в основании верхнеплиоцен-эоплейстоценовых

отложений и структурными перестройками. Именно в это время происходит разрастание поднятий-хребтов и формирование перемычек внутри впадин. Таковы кулисообразно построенная система хребтов Байбичетау–Нарынтау, разобщившая Атбашинскую и Нарынскую впадины, и горная перемычка между Джумгольской и Кызылойской впадинами. Их относительная высота достигает 2 км. На границе Северного и Среднего Тянь-Шаня формируется сложно дислоцированная рампово-левосдвиговая Каракиче-Минкушская зона. По данным В.Н.Крестникова, В.И.Макарова и О.К.Чедия о глубине врезов между разновозрастными поверхностями выравнивания, скорости врезания в пределах хребтов возрастают от 0,02–0,03 мм/год в олигоцене до 2–3 мм/год в плейстоцене, причем в конце плиоцена происходит 10-кратное ускорение врезания – от 0,05–0,08 до 0,5–0,7 мм/год. В квартере в поднятие, хотя и не столь интенсивное, вовлекается большая часть впадин.

Как минимум, 10-кратное ускорение горообразования с конца плиоцена не может быть целиком объяснено возрастанием скорости поперечного укорочения и скупивания коровых масс в результате перемещений плит и микроплит, поскольку рассчитанная средняя скорость новейшего (олигоцен-четвертичного) укорочения уступает скорости позднечетвертичного укорочения лишь в 2–3 раза. К тому же модель скупивания как источника горообразования не объясняет установленного М.Е.Артемьевым факта, что гравитационная компенсация гор Тянь-Шаня не менее чем наполовину осуществляется за счет разуплотнения верхней мантии. Согласно предлагаемой нами модели [3], решающую роль в ускорении горообразования сыграли глубинные фазовые и вещественные преобразования в коре и верхней мантии. Среди них ведущим процессом был отрыв плотной реститовой и эклогитизированной мантийной части литосферы в результате неотектонического расслоения, ее погружение и замещение разуплотненной и разогретой аномальной мантией из астеносферного источника. Последнее подтверждается геофизическими данными. Подобное плиоцен-четвертичное ускорение воздымания, приведшее к более чем 2-кратному увеличению высоты гор, отмечено на Тибете, Куньлуне, Памире, Гималаях и Большом Кавказе, а, по данным, собранным Е.В.Артюшковым, также в Альпах, Карпатах, Верхоянском хребте и горной системе Черского, на юге Африки и плато Колорадо. Конкретные механизмы ускорения вертикальных движений могли различаться в разных регионах, но в конечном счете все они обусловлены мантийными преобразованиями.

Коллизионный вулканизм

Рассмотрены тектоническое положение и условия образования очагов и подводных каналов неоген-четвертичного вулканизма Альпийско-Гималайского коллизионного пояса в сегменте взаимодействия кавказской части Евразийской плиты с Аравийской плитой [4]. Вулканическая область образует две пересекающиеся ветви (рис. 4). Одна из них простирается поперек к поясу от Красного моря до Эльбруса и Казбека на Большом Кавказе. Другая вытянута вдоль пояса и в значительной мере совпадает с областью распространения (на земной поверхности или под гранитно-метаморфическим слоем) океанской коры Мезотетиса.

Общим условием возникновения вулканизма явилась декомпрессия литосферы, выраженная преобладанием на части региона продольного к поясу горизонтального удлинения над поперечным укорочением в условиях ведущей роли сдвигов и, соответственно, близких величин укорочения и удлинения. Такое преобладание удлинения обосновывается геологическими (для плиоцен-квартера) и GPS данными о большей скорости отодвигания на запад Анатолийской плиты (24 ± 1 мм/год) по сравнению с северным дрейфом Аравийской плиты (18 ± 2 мм/год), приводящим к поперечному укорочению пояса. Новые детальные GPS данные по Армении также местами показывают преобладание удлинения над укорочением.

Вулканизм поперечной ветви связан с очагами базальтовой магмы мантийного происхождения (аномальная мантия). Магма достигала земной поверхности либо в мало измененном виде (базальты Аравийской плиты), либо сохранив мантийные геохимические «метки», но подвергшись фракционированию и контаминации в промежуточных коровых очагах (разнообразные по составу, но преимущественно андезитовые и дацитовые серии более северных районов пояса вплоть до Эльбруса). Относительно небольшие объемы липаритов и трахириолитов могли формироваться в

коровых очагах, возникших под воздействием этих мантийных источников. Вулканические очаги продольной ветви связаны не столько с аномальной мантией, сколько с объемами океанской литосферы, не успевшими субдуцироваться в ходе закрытия Тетиса и подвергшимися неотектонической активизации. Каналы вывода магмы на поверхность связаны со структурами pull apart и другими локальными структурами растяжения в орогеническом поясе.

Заключение

Выполненные исследования показали, что такие важные характеристики новейшего этапа как интенсивное горообразование, формирование Памиро-Гиндукушской зоны мантийных землетрясений, коллизионный вулканизм связаны не столько с ускорением коллизионного взаимодействия плит, сколько с преобразованиями вещества верхней мантии, изменяющими и нижнюю часть коры. Эти преобразования не зависят напрямую от новейшего перемещения плит и как бы наложены на них..

Ю.Г.Леонов, С.С.Шульц и другие исследователи рассматривали неотектонический этап как последний из неоднократно повторявшихся в фанерозое орогенных этапов продолжительностью до 30 млн лет. Они проявлялись в регионах с разной историей «плейттектонического» развития и разным строением литосферы и характеризовались высокой сомкнутостью континентов, горообразованием, широким распространением морских регрессий и молассовых комплексов и, как следствие, усложнением климатической зональности. Представленные данные позволяют выделить внутри неотектонического орогенного этапа сравнительно короткий (до 5 млн лет) экстремум, приходящийся на плиоцен – квартал и отличающийся резким ускорением восходящих движений и усилением контрастности рельефа.

Публикации по теме проекта 6.1

1. Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Неотектоника и мантийные землетрясения Памиро-Гиндукушского региона // Геотектоника. 2005. № 1. С.64-77.
2. Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Новейшая геодинамика и мантийные землетрясения Памиро-Гиндукушского региона // М-лы 39-го Всеросс. тектон. совещ. Москва: ГЕОС, 2006 (в печати).
3. Трифонов В.Г., Додонов А.Е., Артюшков Е.В., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А., Зарщиков А.А.. Возрастание скорости новейшего горообразования в позднем плиоцене–квартере и его причины (на примере Центрального Тянь-Шаня) // М-лы 39-го Всеросс. тектон. совещ. Москва: ГЕОС, 2006 (в печати).
4. Трифонов В.Г., Караханян А.С. Тектонические аспекты неоген-четвертичного вулканизма Аравийско-Кавказского региона // Геотектоника. 2006 (в печати).
5. Rukieh M., Trifonov V.G., Dodonov A.E. et al. 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 (in press).
6. Rukieh M., Trifonov V.G., Dodonov A.E. et al. Neotectonic Map of Syria, 1:1 000 000, with the Explanatory Notes. Damascus: GORS, 2005 (in press).

Рисунки и подписи

Рис. 1. Главные неотектонические элементы конвергентных и трансформных пограничных зон Аравийской плиты

1 – сдвиги, достоверные и предполагаемые; 2 – надвиги и взбросы, достоверные и предполагаемые; 3 – сбросы; 4 – разломы с неизвестным направлением смещений, достоверные и предполагаемые; 5 – оси новейших антиклиналей; 6 – неоген-четвертичные вулканические образования; 7 – офиолиты Неотетиса. *Сегменты Левантской зоны разломов:* DS – Мертвого моря, JR – р. Иордан, YM – Ямуне, EG – Эль-Габ. *Другие разломы:* EA – Восточно-Анатолийская зона, LT – Латакийский разлом, MR – Главный современный разлом Загроса, MT – Главный надвиг Загроса, NT – Северо-Тебризский разлом, RM – разлом Роум, SR – Серхайя, TU – Таврский (Битлисский) надвиг. Складчато-надвиговые пояса: В – Бассит, F – Краевые складки Турции, К – Курд-Даг, P – Пальмириды, Z – Складчатый пояс Загроса. М – Месопотамский прогиб. *Вулканические нагорья:* J – Джебель-Араб, S – Шин. А – Алеппское плато

Рис. 2. Принципиальные схемы геодинамической обстановки и тектонической зональности Памиро-Каракорумского региона на разных стадиях новейшего тектогенеза: а – тектоническая зональность в конце эоцена; б – геодинамическая обстановка с конца эоцена до начала миоцена и тектоническая зональность к концу раннего миоцена; в – геодинамическая обстановка с конца раннего миоцена до позднего миоцена и тектоническая зональность к концу миоцена; г – геодинамическая обстановка с конца миоцена по настоящее время и современная тектоническая зональность

ИГ – Индийская платформа и Гималаи; Кт – прогиб Катаваз; Кв – зона Кветты, включая офиолиты Хоста; Лх – блок Лхаса; ТШ – сутура Тарнак–Шиок–Бангун; Ф – Фарахрудская зона; ХП – сутура Хашруд–Альтимур–Пшарт. Стрелки показывают направления сжатия. Темным цветом выделена область Гиндукушского сейсмического мегаочага.

Рис. 3. Изменения скоростей бассейновой аккумуляции в новейших впадинах и скоростей врезания в горных хребтах Центрального Тянь-Шаня в течение неотектонического этапа. Замедление скорости бассейнового осадконакопления в Кочкорской и Нарынской впадинах в эоплейстоцене и в Чуйской впадине в плейстоцене не отражает замедления вертикальных движений, а связано с переходом бассейнового режима осадконакопления в террасовый.

Рис. 4. Позднеколлизийный вулканизм Аравийско-Кавказского региона

1 – позднемиоцен-четвертичные вулканические образования; 2 – сдвиг; 3 – надвиг или взброс; 4 – направление движения горных масс; 5 – направление сдвиговых перемещений. *Зоны разломов:* AP – Араксская, VA – Восточно-Анатолийская, GS – Главного современного разлома Загроса, KC – Казбек-Цхинвальская, LP – Левантская, SA – Северо-Анатолийская, SV – Северо-Восточно-Анатолийская, TP – Тальшская. *Вулканические районы:* 1 – Ахалкалакский, включая Абул-Самсарский и Джавахетский хребты, 2 – Ванский, включая влк. Немрут и Тендурек, 3 – Джебель-Араб, 4 – Казбекский, 5 – Карс-Эрзрумский, 6 – Конья, включая влк. Эрджиясдаг и Хасандаг, 7 – Сабалан, 8 – Сахенд, 9 – Шин, 10 – Эльбрусский. Межгорные впадины: Н – Нижнекуруинская, Р – Рионская, С – Среднекуруинская