Программа ОНЗ РАН № 6 «Геодинамика и механизмы деформирования литосферы»

Проект «Механизмы горообразования и роль сдвигов в формировании новейшей структуры коллизионных орогенов»

Отчет о работах 2006 г.

Исследования 2006 г. были сосредоточены на решении трёх задач: (1) механизмы новейшего горообразования в коллизионных поясах; (2) роль сдвигов в формировании новейшей структуры коллизионных орогенов (на примерах Центрального Тянь-Шаня, Горного Алтая); (3) особенности коллизионных процессов на островных дугах и активных континентальных окраинах (на примере Камчатки).

Коллизия и горообразование

Ускорение горообразования в плиоцен-четвертичное время

Исследования, выполненные в Центральном Тянь-Шане (ЦТШ) в 2004—2005 гг. по проекту 6.1 Программы № 5 ОНЗ РАН, показали, что эта горная система сформировалась на месте денудационного пенеплена, развивавшегося до эоцена или начала олигоцена включительно. Его средняя высота оценена в ~300 м. Неотектоническая активизация, первый импульс которой был в олигоцене, привела к зарождению будущих горных хребтов и межгорных впадин. Однако на первых порах их развитие протекало медленно, а в миоцене ещё более замедлилось. В итоге к концу плиоцена средняя высота ЦТШ достигла ~1 км. В конце плиоцена (~2 млн. лет назад) скорость вертикальных движений возросла на порядок и продолжала нарастать в квартере. Это было установлено путём анализа фаций новейшей молассы, определения средних скоростей накопления разновозрастных молассовых толщ в межгорных и предгорных впадинах и величин коррелятных этим толщам разновозрастных врезов в горных хребтах. Современная высота ЦТШ варьирует от ~1 км во впадинах до 4–5, редко 6–7 км в горных хребтах, составляя в среднем ~3 км. Таким образом, за первые ~28 млн. лет новейшего этапа горное сооружение выросло на ~0,7 км, а в последние 2 млн. лет — ещё на ~2 км.

В 2006 г. были собраны и проанализированы подобные данные для других горных сооружений. В плиоцен-квартере происходило интенсивное воздымание Гималаев [21] и Памира [4], причем оба горных сооружения поднимались с ускорением. Быстрое поднятие Тибета началось 2,4–2,8 млн. лет назад и составило 2500–3600 м; одновременно поднялись Куньлунь на 2600–3100 м и впадины к северу и северо-востоку от него примерно на 1200 м [13, 20, 21, 24]. 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 относится к позднему плейстоцену и голоцену (возможно, с конца среднего плейстоцена), и в течение него скорость воздымания достигла нескольких, местами 10 мм/год [20, 24]. По данным повторного нивелирования Тибета и его обрамлений [25], скорости современного подъема составляют в среднем 5,8 мм/год. Они колеблются от 1 до 7 мм/год в Западном и Центральном Куньлуне и от 3 до 4 мм/год на северо-восточном обрамлении Тибета, а в пределах плато возрастают от 1–8 мм/год на севере до 5–11 мм/год в районе Гималаев.

Ускорение вертикальных движений в плиоцен-четвертичное время установлено на юге Сибири [6, 10, 12]. Оно выражено резким погрубением обломочного материала в рифтогенных впадинах (Тункинской и Южнобайкальской) и многократным возрастанием скоростей осадконакопления, которые в Байкале до позднего плиоцена полностью компенсировали скорость прогибания, а с конца плиоцена и особенно в квартере стали отставать от неё. Исследователи связывают эти изменения не только с усилением рифтогенеза, но и с ростом сопряженных с впадинами хребтов, сформировавшихся на месте прежних слабо расчленённых низкогорий [6].

Ускорение воздымания отмечено также на Большом Кавказе [8], в Альпах, Карпатах, Верхоянском хребте и горной системе Черского [1], в Андах и на плато Колорадо [17]. Таким

образом, ускорение поднятия земной поверхности оказалось распространенным явлением в областях неотектонической активизации континентов. Оно охватило не только коллизионные орогены, в том числе те, где коллизионные процессы завершились еще в начале кайнозоя (Верхоянье) или неогене (Альпы, Карпаты), но и области, находящиеся под динамическим воздействием рифтообразующих процессов (Прибайкалье и Забайкалье). В это же время значительное поднятие испытали некоторые платформенные территории, удалённые от подвижных поясов как коллизионного, так и спрединго-рифтового взаимодействия плит. Так, поднятия с амплитудами до ~1 км испытали Анабарский щит Восточной Сибири [3] и юго-запад Аравийской плиты [17]. В Южной и Восточной Африке поднятие охватило не только области, прилегающие к рифтовым зонам, но и удалённые от них [9, 22, 23]. На этом же рубеже ускорилось прогибание впадин Восточного Средиземноморья и преддуговых трогов, что привело к их современной недокомпенсированности осадками. Произошли структурные перестройки и начались дифференцированные вертикальные перемещения в Атлантике [11]. Очевидно, имело место общее возрастание контрастности вертикальных движений.

Механизмы горообразования

Коллизионное субгоризонтальное сжатие и связанное с ним поперечное укорочение орогенов может реализовываться по двум сценариям. Во-первых, могут возникать диагональные к направлению сжатия сдвиги, перемещения по которым приводят, наряду с поперечным укорочением, к продольному удлинению орогена. Мощность коры при этом не изменяется и крупномасштабные вертикальные смещения отсутствуют. Во-вторых, могут формироваться взбросо-надвиги и складки, в том числе складки основания, охватывающие значительную часть земной коры. Эти и иные формы утолщения коры под действием сжатия приводят к изостатическому поднятию её поверхности и росту гор.

Выполненный в ЦТШ анализ новейших деформаций и смещений позволил установить среднюю скорость укорочения горного сооружения в течение новейшего этапа. Она составила 2—2,5 мм/год, что могло обеспечить такое утолщение земной коры, которое к концу плиоцена привело к изостатическому подъему земной поверхности на ~0,7 км. Иначе говоря, до позднего плиоцена подъем ЦТШ целиком определялся коллизионным сжатием. ~2 млн. лет назад скорость укорочения резко возросла, достигнув в квартере 5–6 мм/год. Но даже при возросшей скорости, подъём, связанный с изостатической компенсацией коллизионного укорочения, не превысил в позднем плиоцене–квартере 200 м, т.е. 10% реального поднятия поверхности за последние 2 млн. лет. На Памире и в Гималаях структурные проявления коллизионного сжатия сильнее, чем в ЦТШ. Но там они развивались в течение всего новейшего этапа с фазами ускорения не только в плиоцен–квартере, а интенсивный подъём произошёл именно в это время. В Прибайкалье сочетающиеся с ростом гор процессы рифтогенеза приводили к опусканиям, т.е. скорее препятствовали, чем способствовали подъёму поверхности. Очевидно, коллизионное сжатие было не единственным и, может быть, не главным фактором горообразования.

Регион Эфиопского и Кенийского рифтов испытал в плиоцен–квартере поднятие на 1,5–2 км. Земная кора региона утонена до 20–24 км, что, очевидно, могло приводить лишь к погружению, но не подъёму земной поверхности. Вместе с тем, кровля разуплотнённой аномальной мантии астеносферного происхождения, т.е. подошва упругой литосферы здесь поднята до 21–27 км и практически смыкается с подошвой коры [2, 9, 19]. Разуплотнение мантии и явилось источником воздымания.

Область разуплотненной мантии выделена под регионом Байкальской рифтовой системы, центральной и западной частями Монголии [26]. Кровля аномальной мантии поднята выше 75 км и местами выше 50 км. Изостатическим следствием разуплотнения может отчасти быть поднятие всей западной части Монголии на высоту ~1,5 км при воздымании нагорий типа Хангайского до 3,5 км, а также подъем горных хребтов, сопряжённых с рифтогенными впадинами. В последнем случае высота подъёма корректировалась наложением на эффект разуплотнения мантии вертикальных движений, обусловленных в позднем плиоцене–квартере транстенсивными или транспрессивными условиями структурообразования в земной коре.

Мы не располагаем сведениями, сопрягается или нет Байкальская область разуплотненной мантии с другой подобной областью, охватывающей Центральный и Восточный Тянь-Шань, Памир, Тарим, Куньлунь, Тибет и Гималаи, т.е. практически всю Высокую Азию [7, 13, 16]. В ЦТШ плотность аномальной мантии понижена на величину до $0.2~\mathrm{r/cm}^3$, причём под горными хребтами она фиксируется непосредственно под поверхностью M. Выполненные нами расчеты показали, что такое разуплотнение способно обеспечить подъём поверхности ЦТШ на $1.2-1.5~\mathrm{km}$.

Разуплотнению мантии под Высокой Азией и, в частности, ЦТШ можно предложить два варианта гипотетического объяснения. По первому варианту, в ходе новейшего тектогенеза произошло расслоение литосферы, отрыв и замещение её плотной реститовой и эклогитизированной части астеносферной мантией. По второму варианту, литосферная мантия разуплотнилась in situ под воздействием флюидного тепломассопереноса из астеносферы. По мнению петрологов, такой флюид едва ли может содержать воду или извлекаемый из соединений кислород. Поэтому минеральные преобразования, при которых могло произойти разуплотнение мантийного вещества, осуществимы лишь вблизи границы кора/мантия за счёт метаморфических пород корового происхождения. Разуплотнение более глубинных объёмов мантии могло происходить, главным образом, путём разогрева, высокая скорость которого, необходимая для быстрого разуплотнения и, соответственно, поднятия земной поверхности, возможна лишь при столь значительной тектонической деструкции мантии, которая едва ли осуществима. Поэтому первый вариант объяснения представляется предпочтительным.

Однако и в этом случае разуплотнение мантии, помимо прямого воздействия на рост гор, могло иметь другие тектонические последствия. Если исходить из стандартных мощности и строения континентальной коры ЦТШ к началу новейшего тектогенеза (а только при этом условии там мог существовать пенеплен высотой ~300 м), то при упомянутой выше скорости поперечного укорочения средняя мощность коры горного сооружения составила бы сейчас ~45-46 км, а она равна 50-55 км. Если же допустить, что скорость укорочения была выше и обеспечила утолщение коры до 50-55 км, то при этом средняя высота ЦТШ должна достигать 3,3-4,6 км, а она составляет лишь ~3 км. Указанное противоречие можно преодолеть, если допустить, что под воздействием поднявшейся аномальной мантии или eë компонент подвижных (флюидов) высокобарических метабазитов палеоокеанического происхождения, прежде отвечавших мантии по плотностям и скоростям прохождения сейсмических волн, пополнила земную кору, испытав вещественные преобразования, приведшие к разуплотнению. Его могли обеспечить, например, серпентинизация перидотитов и ретроградный зеленосланцевый метаморфизм самих метабазитов.

Выводы

Коллизия и горообразование представляют собой системы геодинамических процессов, лишь отчасти совпадающих друг с другом. Наряду с коллизионным сжатием значительную и, вероятно, ведущую роль в новейшем горообразовании играют глубинные преобразования вещества. В своих конкретных проявлениях они региональны, но произошли одновременно в частях Земли, находившихся в разных геодинамических обстановках и на разных стадиях плэйт-тектонического взаимодействия, и поэтому могут иметь единую глобальную причину. С.С.Шульц [15] и Ю.Г.Леонов [5] рассматривали новейший этап как последний из неоднократно повторявшихся в фанерозое орогенных этапов продолжительностью 20–40 млн. лет. Наши исследования показали, что в течение новейшего орогенного этапа его главные проявления охватили лишь короткий (до 5 млн. лет) экстремум, приходящийся на плиоцен–квартер и отличающийся резким ускорением восходящих движений и усилением контрастности рельефа. Возможно, он подготовлялся предшествовавшими неотектоническими процессами.

Орогенные этапы, наиболее ярко выраженные в коллизионных поясах, можно рассматривать как проявления автоколебаний энергетической системы Земли, периодически накладывающиеся на конвективную в своей основе плейт-тектоническую систему и связанные с её частичной перестройкой. Для новейшего этапа такая перестройка выразилась в закрытии Тетиса, открытии Индийского и Северного Полярного океанова. Оба новообразованных океана, в отличие от Тетиса, не имеют компенсирующих спрединг зон субдукции. Это могло сказаться на всей глобальной

плейт-тектонической системе, стать источником дополнительного перемещения мантийных масс и в результате усилить вертикальные тектонические движения и рост гор.

Роль сдвигов в формировании новейшей структуры коллизионных орогенов

В 2006 г. были выполнены исследования в Центральном Тянь-Шане и Горном Алтае. Они включали проведение полевых работ сроком 30–40 дней, интерпретацию аэрокосмической информации по разработанным нами программам, обработку полевых материалов вместе с данными по тем же регионам, полученными в 2004–2005 гг.

Центральный Тянь-Шань

Принято считать, что продольные новейшие структуры (ЦТШ) – антиклинали горных хребтов и синклинали межгорных впадин, нередко ограниченные и осложенные продольными взбросами и надвигами, возникли в условиях поперечного горизонтального сжатия [14, 15]. Однако Л.М. Расцветаев, В.И.Макаров и М.Л.Копп, признавая ведущую роль поперечного сжатия, но основываясь на кулисном расположении созданных им структур, предположили наличие вдоль ЦТШ левосдвиговой компоненты перемещений, а К.Е.Абдрахматов и В.Г.Трифонов обосновали ее присутствие у некоторых продольных активных разломов. В результате проведенных в 2006 г. работ было установлено, что в ЦТШ существует своеобразный класс узких сложно дислоцированных новейших депрессий, в которых левосдвиговая компонента продольных перемещений соизмерима с поперечным укорочением или превосходит его. Примером является Минкуш-Кёкёмеренская зона (МКЗ), примерно совпадающая с линией Николаева и прослеженная на 160 км от Кетмень-Тюбинской впадины, примыкающей к Таласо-Ферганскому правому сдвигу, на восток до оз. Сонкёль (рис. 1).

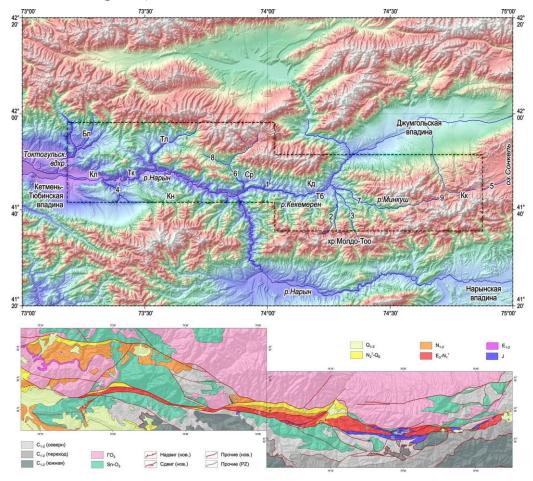


Рис. 1. Район полевых работ на Тянь-Шане и схематичная геологическая карта Минкуш-Кёкёмеренской зоны. Синим цветом показаны юрские отложения, красным - минкушская толща олигоцена, оранжевым — пестроцветн. толща неогена, желтым — грубообломочн. толщи N_2 - Q_E

В работах участвовали Д.М.Бачманов, Ф.А.Вишняков и В.Г.Трифонов (ГИН РАН), а также А.А.Зарщиков (Геологический факультет МГУ) и А.В.Миколайчук (Центрально-азиатский институт прикладных исследований Земли, Бишкек, Кыргызстан).

Слагающие МКЗ мезозойские и кайнозойские отложения смяты в сложные и нередко крутые складки, ограничены и нарушены серией продольных разломов (рис. 2, 3).

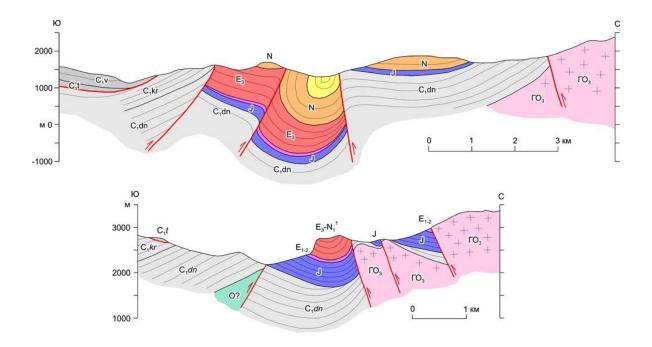


Рис. 2. Геологические профили через Кёкёмеренскую зону в районе с. Сарыкамыш (верхний профиль) и с. Минкуш (нижний профиль).

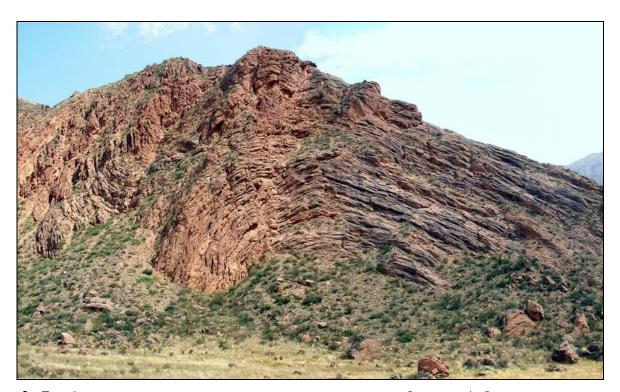


Рис. 3. Складки в минкушских конгломератах на восточном берегу р.Акбалтырган.

Большинство из них характеризуется крутым наклоном и взбросовым типом вертикальных смещений (рис. 4).



Рис. 4. Взброс палеозоя на грубообломочную толщу N_2^3 - Q_1 на северном борту Минкуш-Кёкёмеренской зоны, долина р.Зындин.

Исключением является надвиг южного борта структуры, обычно наклоненный на юг под углами 30– 60° (рис. 5) и местами переходящий в небольшие тектонические покровы (рис. 6, 7).



Рис. 5. Надвиг ордовика на дислоцированный кайнозой на южном борту Минкуш-Кёкёмеренской зоны, правобережье р.Табылгаты.

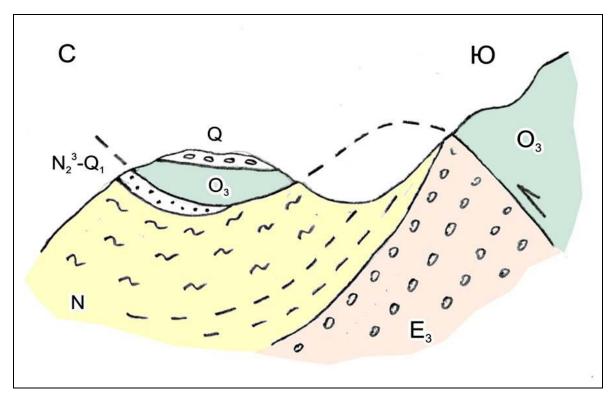


Рис. 6. Схематический геологический профиль надвига и покрова ордовикских сланцев на дислоцированные кайнозойские толщи на правобережье р.Табылгаты. Покров совместно с кайнозоем смят в синформную складку и несогласно перекрыт отложениями среднего плейстоцена высокой террасы р.Кёкёмерен.

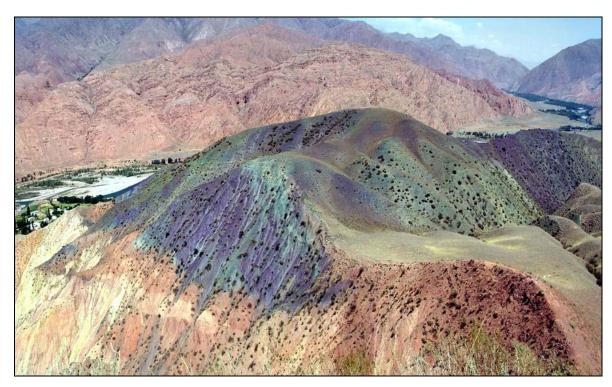


Рис. 7. Фотография синформной складки, изображенной на предыдущем рисунке. Темное - ордовикские отложения, под ними - пестроцветная толща неогена.

Вместе с тем, штриховка на плоскостях разломов обычно ориентирована не по восстанию, а под средними или пологими углами и иногда почти горизонтально. По многим продольным разломам выявлены позднечетвертичные левые смещения речных и овражных долин на десятки и первые сотни метров. Они соизмеримы с одновозрастными взбросовыми смещениями по тем же разломам, но иногда превосходят их. Так, среднеплейстоценовая палеодолина, прежде служившая низовьями одного из притоков Кёкёмерена и позднее покинутая из-за его перехвата, смещена влево на ~700 м, тогда как вертикальное смещение, которое можно синхронизировать с этим сдвигом, не превосходит 15 м.

Помимо особой структурной позиции, линейности, проявлений интенсивного поперечного сжатия и значительного продольного левого сдвига, МКЗ отличается от большинства межгорных впадин ЦТШ разрезом слагающих пород, в котором на красноцветах C_1 или более древних образованиях снизу вверх залегают:

- (1) Юрские отложения мощностью до нескольких сотен метров песчаники, алевролиты и глинистые сланцы с пластами каменного угля; собранная нами флора была определена М.П.Долуденко и Е.И.Костиной (ГИН РАН) как юрская (нижнеюрская?).
- (2) Коктурпакская свита E_{1-2} (до 40 м) гравелиты, пуддинговые гравелиты, супеси и суглинки (переотложенная кора выветривания) с покровом базальта, откуда по взятой нами пробе И.В.Чернышовым и В.А.Лебедевым (ИГЕМ РАН) впервые для Срединного Тянь-Шаня получен К-Ar возраст $68,4\pm2,3$ млн. лет.
- (3) Мощная (до 1000–1500 м) толща слоистых аллювиальных конгломератов до валунноглыбовых с маломощными прослоями гравелита, песчаника и алевролита, отвечающая по своему стратиграфическому положению киргизской свите E_3 – $N_1^{\ 1}$; галька сложена исключительно материалом, происходящим с юга, из Срединного Тянь-Шаня; в долине р. Минкуш она представлена известняками C_1 (55%), красноцветными песчаниками и алевролитами О или C_1 (36%), кварцем и окварцованными породами (9%).
- (4) Бурая, выше пестроцветная толща мощностью до 700 м, сложенная в нижней части глинами с прослоями гипса, а выше чередованием глин, алевролитов, песчаников, реже гравелитов и конгломератов; толща содержит пресноводных гастропод и по облику и составу сходна с неогеновой нарынской свитой соседних межгорных впадин.
- (5) шарпылдакская свита N_2^3 – Q_1 буровато-серая слоистая толща мощностью до первых сотен метров гравелитов, конгломератов, конгломерато-брекчий и песчаников; плохая окатанность свидетельствует о недалеком сносе пролювиального типа; состав гальки переменчив, но в нем непременно присутствуют и часто преобладают обломки гранитов Северного Тянь-Шаня; в долине р. Зындин на западе зоны галька сложена гранитами и гранодиоритами (56%), окремнелыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами О? (20%), базальтами и андезито-базальтами (13%), окремнелой кислой лавой (2%), жильным кварцем (9%); в породах гравийной и грубопесчаной размерности доля гранитного материала возрастает: они состоят в основном из гранитной дресвы.
- (6) галечники и лёссовидные суглинки пролювий древних горных долин (Q_{1-2}) , аллювий высокой (Q_2) и низких (Q_3) террас р. Кёкёмерена и его притоков.

Указанные отложения распространены неравномерно. Выклинивается, срезаясь новейшими отложениями, юрская толща. Фрагментарно присутствует коктурпакская свита. Конгломераты (3), мощные на востоке и в южной части зоны, севернее быстро исчезают из разреза. Там они не отлагались, и неогеновая пестроцветная толща залегает, чаще всего, непосредственно на юре или палеозое (рис. 8).



Рис. 8. Северная часть Сарыкамышского разреза Минкуш-Кёкёмеренской зоны. Залегание бурых глин нижней части пестроцветной толщи неогена на светлой юре, подстилаемой нижнекаменноугольными красноцветами дунгурминской свиты. Все толщи сменяют друг друга без видимого несогласия. Справа (на юге) они ограничены взбросом, южнее которого залегает грубообломочная толща

В западной части зона состоит из двух «рукавов», разделенных выходами палеозоя. Узкий южный «рукав» сложен толщей (3), а в северном она отсутствует или, в редких местах, замещена маломощными красноцветами. При этом комплексы (1)–(4) как на севере, так и на юге сменяют друг друга без видимого углового несогласия. Между красноцветами С₁, юрой и кайнозоем отмечены лишь слабые азимутальные несогласия, а конгломераты (3) и неоген (4) связаны на юге зоны постепенным переходом. Первые признаки углового несогласия появляются лишь в основании толщи (5), а в основании четвертичных покровных отложений несогласие повсеместно. Таким образом, сложная структура МКЗ формировалась лишь с конца плиоцена и наиболее интенсивно — в квартере. Показателен в этом отношении останец тектонического покрова у фронта южного надвига зоны западнее устья р. Минкуш. Он смят в синформу вместе с подстилающими комплексами (4) и (5), но несколько положе, и несогласно перекрыт среднеплейстоценовыми галечниками высокой террасы р. Кёкёмерен (см. рис. 6)

При столь молодом возрасте дислокаций загадочным выглядит образование олигоценовых конгломератов (3), слагавших узкую речную долину и возникших за счет сноса материала только с юга. Грубый состав конгломератов, казалось бы, предполагает, что тогда в Срединном Тянь-Шане существовали значительные эродируемые поднятия. Но этому противоречит относительно тонкий (преимущественно гравийно-песчаный) состав и сравнительно небольшая мощность киргизской свиты в расположенных по соседству Нарынской, Кетмень-Тюбинской и Джумгольской впадинах. В северной части МКЗ неогеновые глины местами (с. Караджагач) залегают на рыхлой коре выветривания, возникшей на палеозойских гранитах (рис. 9), т.е. до неогена там сохранялся ненарушенный пенеплен.



Рис. 9. Залегание бурых глин нижней части пестроцветной толщи неогена на коре выветривания по каледонским гранитам, район с.Кызылджазы на северо-западе Минкуш-Кёкёмеренской зоны.

Таким образом, формирование конгломератов (3) в МКЗ не было связано с возникновением и эрозией высокого горного рельефа.

В составе конгломератовой толщи преобладают нижнекаменноугольные отложения, современные выходы которых имеют покровно-надвиговое строение. Покровы образовались в конце палеозоя. Можно допустить, однако, что в олигоцене, в результате неотектонической активизации, обусловленной начавшейся коллизией, развитие покровов возобновилось в условиях низкогорья. Перед областью покровообразования возникла узкая рамповая долина, ограниченная левыми сдвиго-надвигами на юге и взбросо-сдвигами на севере, перемещения по которым не сопровождались складчатыми деформациями. Отторженные фрагменты покровов поступали в долину в виде олистолитов. Дальнейший водный размыв и перенос преобразовал их в конгломераты. Таким образом, транспрессивная структура МКЗ, выраженная возобновлением движений по палеозойским надвигам и формированием перед их фронтом узкого рампа между кулисно расположенными разломами с предположительно левосдвиговой компонентой перемещений, заложилась еще в олигоцене. В неогене контрастность рельефа уменьшилась, но при этом возникли источники сноса не только на юге, но и на севере, о чем свидетельствует появление в верхах толщи (4) обломков палеозойских гранитов. Активизация транспрессии и резкое усиление горообразования имели место в конце плиоцена и особенно в плейстоцене.

Линейные депрессионные структуры, ограниченные и нарушенные продольными разломами, выявлены и в других частях ЦТШ. Таковы Джетимская зона, кулисно подставляющая МКЗ южнее оз. Сонкёль и продолжающая её на восток, Узунбулак-Ойкаинская и Каракольская зоны между Сусамырской и Кочкорской межгорными впадинами и протяжённая Чон-Кеминская (Кемин-Чиликская) севернее Иссыккульской впадины. В всех этих зонах, наряду с признаками поперечного укорочения, выявлены позднечетвертичные левосдвиговые смещения по продольным разломам. Наряду с этими и другими сходными продольными линейными зонами транспрессивного типа развивались правые сдвиги северо-западного простирания. Их кинематика отчетливо проявилась в эпоху четвертичной активизации. Но, судя по распространению новейших отложений, сочетание этих разнонаправленных структур, вероятно, заложилось еще в начале неотектонического этапа, предопределив угловатые очертания межгорных впадин.

Горный Алтай

Полевые работы на территории Горного Алтая проводились в районе сс. Кош-Агач, Курай, Кокоря, Бельтир и других в верхнем и среднем течении р. Чуя (рис. 10).

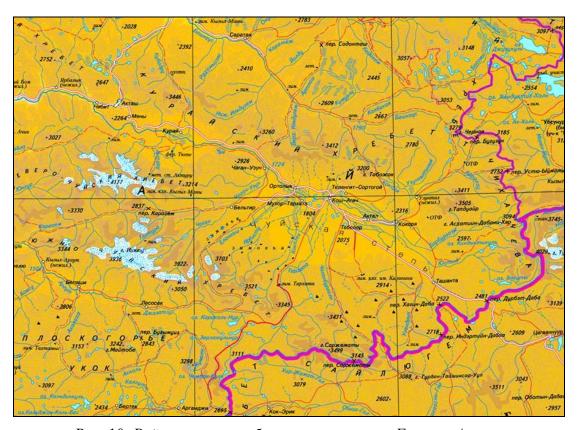


Рис. 10. Район полевых работ на территории Горного Алтая.

Работы выполняли Н.Н.Говорова и Д.Н.Загубный (ГИН РАН). Интерес к этому району связан с произошедшим в 2003 г. крупным Бельтирским землетрясением и продолжающейся сейчас сейсмической активностью (рис. 11).



Рис. 11. Сейсмодислокации, возникшие во время Бельтирского землетрясения 2003 г.

Цель работ — изучение неотектонического строения и развития района Чуйской и Курайской впадин, механизма их формирования и унаследованности развития. Особое внимание обращалось на направленность движений по ограничениям впадин и выяснение природы разделяющего их Чаган-Узунского блока.

Предварительное изучение геологического и неотектонического строения территории, компьютерная обработка и дешифрирование данных дистанционного зондирования и цифровых моделей рельефа по разработанным авторами программам дали возможность выдвинуть ряд предположений о современном строении и развитии данной территории. Особенно интересные результаты были получены при обработке детального цифрового рельефа SRTM с разрешением 3", или ~90 метром по меридиану.

В современном рельефе Курайская и Чуйская впадины вытянуты в северо-западном направлении. Аналогичное простирание имеет их общее северное ограничение — Курайский хребет. Южные ограничения впадин разные. У Курайской это Северо-Чуйский хребет, а у Чуйской — Южно-Чуйский. Оба хребта субширотны. Впадины разделяет Чаган-Узунский блок, который является восточной оконечностью Северо-Чуйского хребта.

В ходе полевых работ обследывались отдешифрированные структуры. Формы рельефа четко отражают современную тектоническую ситуацию. Изучался комплекс признаков современной и неотектонической активности зон разломов. Горизонтальные движения выявлялись по закономерному смещению ложбин временных водотоков, русел небольших постоянных водотоков и террас. Вертикальная составляющая фиксировалась по наличию тектонических ступеней, изменению гипсометрического положения одновозрастных форм рельефа, таких как террасы, поверхности выравнивания. Обращалось внимание на признаки унаследованного развития разломных зон и положение плоскостей сместителя.

Северное ограничение впадин связано с активизированным субширотным Кобдинским разломом, который разделяет кембрийские и девонские толщи. Более древние образования находятся гипсометрически выше, в них присутствуют многочисленные зоны брекчирования и ожелезнения. Их рисунок дает основание предполагать по разлому надвигание в сочетании с левым сдвигом. Современная активность разлома подтверждена наличием смещений русел мелких водотоков в северном борту Кокоринской впадины (рис. 12) и тектонической ступени высотой ~80 м, меняющей облик троговой долины.



Рис. 12. Палеосейсмодислокация, смещающая русла временных водотоков и конус выноса (северный борт Кокоринской впадины, зона Кобдинского разлома).

Изменение наклона постнеогеновых и раннечетвертичных поверхностей выравнивания, квестообразные формы рельефа в урочище Сорогош маркируют воздымание северного ограничения Чуйской впадины. Вдоль северного борта Чуйской и Курайской впадин и в Кокорях отмечены наибольшие мощности кайнозойских отложений (до 1200 м). Наиболее интенсивное и унаследованное (только на севере есть фрагменты каменноугольных толщ) прогибание испытывали северные части впадин. Очевидно это связано с давлением надвигающегося Курайского хребта. Зона Кобдинского разлома чётко дешифрируется на материалах дистанционного зондирования.

Об интенсивности тектонических процессов на северном ограничении впадин свидетельствуют многие факты. Это сдвоенные разрезы угленосных палеогеновых толщ, складкообразная деформация раннечетвертичных грубообломочных толщ и деформация раннечетвертичных поверхностей в приразломной зоне, тектонические уступы (в особенности на участке соприкосновения с Чаган-Узунским блоком) (рис. 13) многочисленные древние и современные оползни (рис. 14).



Рис. 13. Тектонические уступы на северном борту Чуйской впадины.



Рис. 14. Оползни в зоне разлома на северном борту Чуйской впадины.

В ходе полевых работ здесь закартирована серия параллельных взбросо-сдвигов, выраженных в рельефе тектоническими ступенями, понижениями рельефа, смещением русел, обводненностью, наличием родников и большим количеством оползней. Оползневые процессы связаны, вероятно, с рыхлыми, легко размываемыми толщами верхнего палеогена и неогена и постоянной сейсмической активностью района. Основной разлом проходит по границе палеозоя и кайнозоя. Угленосные породы кошагачской свиты палеогена служили «смазкой». Нередки случаи сдваивания разрезов, когда палеозойские и кайнозойские породы образуют «слоеный пирог», имея при этом падение на север. Обычно надвигание происходит внутри палеогеновой толщи (рис. 15).



Рис. 15. Зона разлома внутри палеогеновых толщ на северном борту Курайской впадины.

Палеосейсмодислокации отмечены не только на линии основного разлома, но и южнее, где взброшены четвертичные конуса выноса. Современную активность основной линии разлома подчеркивают оползни и родники. Таким образом, весь северный борт представляет собой тектонически террасированную зону, осложненную сдвигами, преимущественно левыми. Курайская впадина с севера ограничена тем же разломом. Он выражен тектоническими уступами, но уже внутри палеозойских толщ. Именно поэтому оползней там почти нет.

Чаган-Узунский блок служит жестким ограничителем для «наваливающегося» на впадину северного борта. Поэтому напротив блока северный борт имеет наиболее выраженные тектонические террасы. Северную часть блока генетически можно отнести к зоне северного борта, что предполагалось ещё при компьютерной обработке рельефа. Русло Чуи находится там, где породы наиболее передроблены, меланжированы; отмечены тектонические брекчии гипербазитов. Вздыбливание края северного борта маркируется изгибом раннечетвертичной поверхности выравнивания. На севере Чаган-Узунского блока закартирован разлом, смещающий привершинные (раннечетвертичные?) поверхности. Опущено северное крыло. Здесь же отмечены протяженные палеосейсмодислокации. На границе Чаган-Узунский блок — северный борт развивается структура типа рампа.

Южное ограничение Чуйской впадины относительно пассивное в тектоническом отношении. Контакт палеозойских и кайнозойских пород – стратиграфическое прилегание. Залегание кайнозоя близко к горизонтальному. На границе впадина—хребет находится относительно опущенный блок шириной в несколько сот метров, что маркируется изменением речных долин (каньон или расширение). Здесь же, возле р. Тархата, закартирован субширотный активный разлом, выраженный в рельефе сухим каньоном глубиной до 50 м, линейными площадками и растительностью на склонах. По нему отмечены правосдвиговые смещения амплитудой 30 м (смещена раннечетвертичная поверхность и скальный хребет). Зона тектонической активизации проходит в основном по палеозойским породам. Там, где в нее вовлекаются палеогеновые толщи, возникают оползни и единая линия разлома разделяется на много более мелких параллельных. В

целом, зона тектонических нарушений протягивается на запад, затем на северо-запад вплоть до рек Чаган и Талтура. Именно там концентрируются сейсмодислокации 2003 г.

Наиболее подробно изучены и закартированы сейсмодислокации на плато Узюк и в урочище Тедаш. Они имеют одинаковые простирания, разделены гигантским современным оползнем, располагаются на водоразделах, имеют протяженность 5 и 3 км. К востоку от устья р. Кускунур располагается еще один отрезок протяженностью ~500 м. Наиболее интересным в изучении современных сейсмодислокаций оказалась кинематика деформаций и унаследованность местоположения зоны. В зоне разлома присутствуют левые и правые сдвиги, сочетания субпараллельных право- и левосторонних сдвиговых кулис, разнесенных иногда на расстояние до 50 м. Они комбинируются с надвигами и зонами растяжения. Зоны сжатия четко маркируются валами и надвигами дерна, грифонами. Высота отдельных валов может достигать метровой высоты, амплитуды надвигания составляют 1–1,5 м. Глубина сейсморвов может достигать 3–5 м, ширина — 5–12 м, протяженность — от первых метров до десятков метров. На северо-восточной оконечности г. Курумду благодаря наличию мерзлых пород замерены параметры сместителя — аз. пд. 60°, угол 70°. Смещение по отдельным сдвигам, как правило, не превышает первых десятков см, общее смещение оценивается как правый сдвиг в 1,5–2 м.

Структура сейсмодислокации такова, что чередование участков с различной кинематикой создает закономерный общий рисунок. На всем протяжении сейсморазрывы проходят по рыхлым ледниковым и водноледниковым отложениям, состав и грубообломочность которых сказывается на морфологии дислокаций. При наличии даже локальных зон обводненности участки, испытавшие сжатие, сопровождаются грифонами и гейзерами (часто с направленным выбросом материала). Выносимый материал варьирует от тонкозернистого и глинистого до валунов диаметром 10–15 см, отмечены выбросы кусков дерна на расстояние до 5 м от жерла грифона.

В правом борту р. Талдура в 2003 г. вследствие землетрясения возник грандиозный оползень (размером 1,5 на 1,2 км), который находится на линии простирания сейсмодислокаций первых двух участков. В непосредственной близости от него находится тело древнего оползня подобного масштаба. О неоднократных сейсмических событиях свидетельствуют также правосторонние смещения древнего тылового уступа ледниковой долины на 35–40 м на плато Узюк. Азимут простирания сейсмонарушения составляет 50°. Левый борт р. Кускунур «изобилует» выраженными в рельефе разрывами подобного простирания. Преимущественно это правые взбросо-сдвиги. Они образуют тектоническую зону шириной ~2 км. В коренных палеозойских породах отмечены зоны тектонического брекчирования, простирание которых совпадает с простиранием дислокации.

В районе рек Талдура и Чаган имеют место тектонические нарушения двух направлений (рис. 16), причем по северо-западным преобладают правые смещения, а по северо-восточным левые.

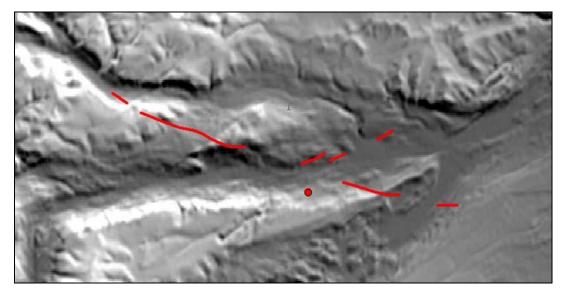


Рис. 16. Сейсмодислокации двух направлений и оползень 2003 года в районе р. Талдура и Чаган.

Амплитуды и тех и других для единичных событий не превышают 1,5-3 м, за весь голоцен амплитуда составляет ~ 150 м. Именно здесь пересекаются два активных направления. Возможно, пересечение двух активных направлений играет ведущую роль в этом районе.

Чуйская и Курайская впадины на современном этапе развития имеют единое северное ограничение северо-западного простирания, но их структура различна. Вероятно, это две различные субширотные впадины, разделенных приподнятым Чаган-Узунским блоком. Его северная пограничная часть перерабатывается северо-восточными структурами, подминающими его под себя. Основные узлы сейсмической активности связаны с пересечениями северо-западных и северо-восточных тектонических разрывов на участках близ Бельтира и южнее Акташа. Сейсмоактивен и Кобдинский разлом, причем его активность мигрирует вдоль впадин.

Выводы

Изученные новейшие депрессионные структуры обоих регионов возникли и развивались в условиях транспрессии. Но их морфология и структурный рисунок различны. В МКЗ, как и других районах ЦТШ, важную роль играют складчатые деформации, а в Чуйской и Курайской впадинах они локализованы в пограничных зонах разломов. Возможно, это связано с размягчением литосферы ЦТШ к началу новейшей активизации, что нашло отражение в раннекайнозойском вулканизме. Более важным отличием является доминирующая линейность новейших структур ЦТШ и продольное относительно них положение левосдвиговых транспрессивных структур. Сочетающиеся с ними правые сдвиги северо-западного простирания распространены локально, хотя могут быть и весьма значительными (зона Таласо-Ферганского разлома). Для Чуйско-Курайского района, как и других частей Горного Алтая, характерно «равноправное» сочетание разнонаправленных структур. Это нашло отражение в общем рисунке новейших структур и рельефа. Он является преимущественно линейным в ЦТШ и перекрестным в Горном Алтае.

Коллизионные процессы на Камчатке

Цель работ – выявление и изучение возможного продолжения системы разломов восточного ограничения Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) на юг, в область Петропавловско-Малкинской поперечной зоны и Южной Камчатки.

ЦКД — крупнейшая активная коровая структура Камчатки, развивающаяся над зоной субдукции. Причины и условия появления и развития такой структуры, будучи понятыми, могут дать ответ на вопрос о характере взаимодействия островного поднятия и погружающейся под него океанической плиты.

ЦКД в плане расширяется к северу и заканчивается примерно на линии воображаемого продолжения западного фланга Алеутской дуги, то есть, не продолжается к северу от северного окончания Камчатской зоны субдукции. На юге, при приближении к т.н. Петропавловско-Малкинской зоне поперечных дислокаций северо-западного простирания, ЦКД сужается, в пределах зоны приобретает меридиональное простирание (Быстринский грабен) и южнее ее как будто исчезает. В поперечном разрезе ЦКД выглядит как односторонний грабен. Ее восточным ограничением является система преимущественно сбросовых, с компонентой правого сдвига, разрывов (Kozhurin et al., 2006).

Дешифрирование космических и аэрофотоснимков и цифровых моделей рельефа позволило выявить ряд крупных разрывов, образующих кулисный ряд общего северо-западного простирания, отходящий на юго-восток от видимого южного замыкания ЦКД (рис. 17).

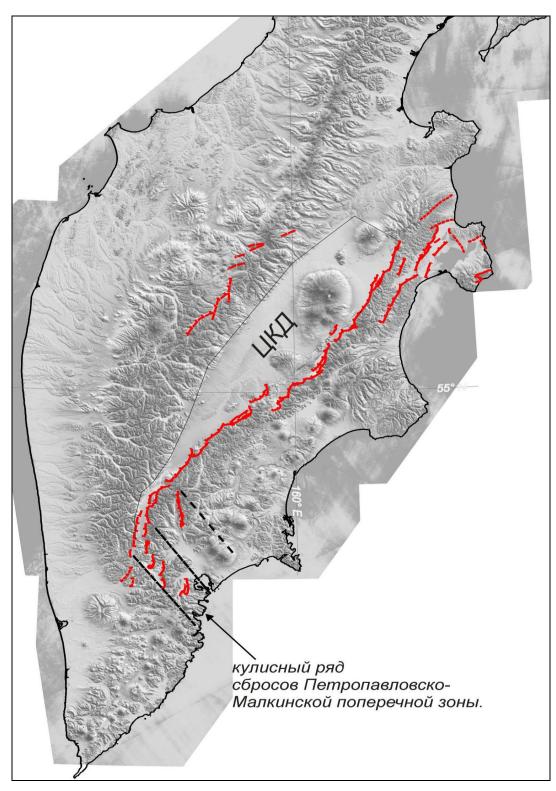


Рис. 17. Система активных разломов Камчатки

Изучение соотношений этих разломов с элементами позднеледникового и послеледникового рельефа, а также наблюдение деформаций молодых отложений в канавах, пройденных через разломные уступы свидетельствуют об активности этих разломов и их сбросовой кинематике (рис. 18 - фото канавы Поперечная).

По этим параметрам, изученные разрывы практически неотличимы от разрывов восточного ограничения ЦКД в ее северной части (Kozhurin et al., 2006). Как и в северной части Центральной Камчатки, движения по этим разломам сопровождались вращением разделяемых ими блоков в вертикальной плоскости (по часовой стрелке), что позволяет предполагать листрическую геометрию разломных плоскостей (рис.19).

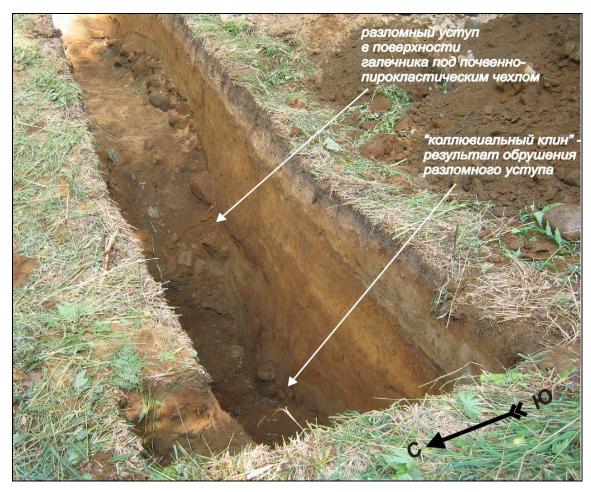


Рис. 18. Пример разломных деформаций молодых отложений в стенке канавы, пройденной поперек разломного уступа в поверхности послеледниковой террасы

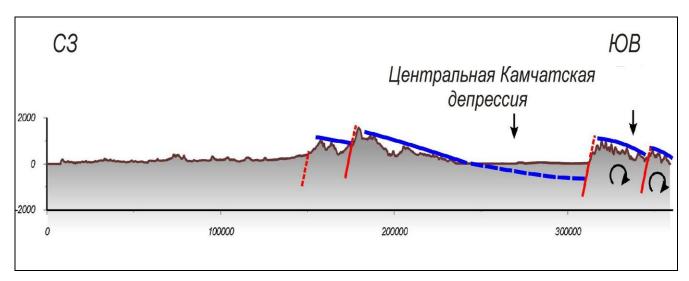


Рис. 19. Принципиальный поперечный разрез Центральной Камчатки (средне-позднечетвертичная структура)

Выводы и предположения

- 1. Кулисный ряд сбросовых разломов пространственно находится в пределах Петропавловско-Малкинской зоны, являясь, очевидно, ее элементом. В этом случае, кинематика зоны характеризует и кинематику зоны (растяжение с компонентой правого сдвига вдоль зоны в целом).
- 2. Система разломов восточного ограничения ЦКД и выявленный кулисный ряд разрывов Петропавловско-Малкинской зоны в целом образуют непрерывный ряд, отделяющий приокеанический блок Центральной Камчатки, перемещающийся в некоторой степени независимо от остальной части островного поднятия. Листрическая морфология разломов позволяет предполагать, что ограничиваемый ими блок имеет верхнекоровое (средне-верхнекоровое) заложение.
- 3. Вращение отдельных ограничиваемых разломами блоков, возможно, связано с относительными смещениями вдоль субгоризонтальных поверхностей, ограничивающих блоки снизу.

Заключение

Выполнены все работы по проекту, запланированные на 2006 г. Полностью реализовано выделенное на проект финансирование в размере 450 тыс. руб.

В 2007 г. предлагается продолжить исследования по тем же основным направлениям. При этом в Тянь-Шане предполагается сосредоточить внимание на двух направлениях: определении роли сдвигов в новейшей структуре и геодинамике Центрального Тянь-Шаня, оценке связанного со сдвигами продольного удлинения горного сооружения и роли сдвигов в структуре межгорных впадин, а также на истории формирования этих впадин как показателе эволюции горного сооружения. В Горном Алтае предполагаемые работы будут направлены на выяснение общего рисунка новейшей структуры и истории ее формирования, в частности, на сочетании впадин с крупными сдвигами. На Камчатке исследования будут сосредоточены на изучении системы разломов восточной и южной частей полуострова, с которой связан вулканический пояс. В дополнение к перечисленному предполагается провести изучение современной геодинамики Восточного Присредиземноморья на территории Сирии.

Необходимое для проведения работ по проекту в 2007 г. финансирование - 540 тыс. руб.

Литература

- 1. *Артнюшков Е.В.* Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // Геотектоника. 2003. № 2. С.39-56.
- 2. Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки: Раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 206 с.
- 3. Карта неотектоники СССР и сопредельных областей. Масштаб 1: 5.000.000 // М.: Мингео СССР, Мин. высш. и средн. спец. образ. СССР. 1977.
- 4. *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.
- 5. Леонов Ю.Г. Глобальные орогенические события: орогенные периоды и эпохи тектогенеза // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С.33-71.
- 6. Литология третичных отложений впадин юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1972. 120 с.
 - 7. Литосфера Тянь-Шаня. М.: Наука, 1986. 158 с.
 - 8. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.

- 9. *Милановский Е.Е.* Геоморфология // Восточно-Африканская рифтовая система. Т. 2. М.: Наука, 1974. С. 56-130.
 - 10. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 359 с.
- 11. *Пущаровский Ю.М.*, *Мазарович А.О.*, *Сколотнев С.Г.* Неотектоника океанского дна (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 2005. № 2. С.3-16.
- 12. Равский Э.И., Александрова Л.П., Вангенгейм Э.А. и др. Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири. М.: Наука, 1964. 280 с.
- 13. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005. 400 с.
- 14. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 315 с.
 - 15. *Шульц С.С.* Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1979. 279 с.
- 16. 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.
- 17. *Bird P*. Continental delamination and the Colorado Plateau // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 87. P.7561-7571.
- 18. *Briem E.* Die morphologische und tectonische Entwicklung des Roten Meer-Grabens // Z. Geomorph. N.F., 1989. Vol. 33. P. 458-498.
- 19. Ebinger C.J., Bechtel T.D., Forsyth D.W., Bowin C.O. Effective elastic plate thickness beneath the East African and Afar plateaus and dynamic compensation of the uplifts // J. Geophys. Res. 1989. Vol.94. P.2893-2901.
- 20. Kozhurin A., Acocella V., Kyle P.R., Lagmay F.M., Melekestsev I.V., Ponomareva V., Rust D., Tibaldi A., Tunesi A., Corazzato C., Rovida A., Sakharov, A., Tengonciang A., and Uy H. Trenching studies of active faults in Kamchatka, eastern Russia: palaeoseismic, tectonic and hazard implications. Tectonophysics 417 (2006) 285–304.
- 21. *Li Jijun*. Uplift of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and global change. Lanzhou: Univ. Press, 1995. 207 p.
- 22. *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.
- 23. *Partridge T.C.*, *Maud R.P.* Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic // S. Afr. J. Geol., 1987. Vol. 90. P. 179-208.
- 24. Saggerson E.P., Baker B.H. Post-Jurassic erosion-surfaces in eastern Kenya and their deformation in relation to rift structure // Quat. J. geol. Soc. Lond., 1965. Vol. 121. P. 51-72.
- 25. Zhang Qingsong, Li Bingyuan, Wang Fubao et al. Uplifting and environmental changes of Kunlun-Karakorum mountains // Intern. Union for Quaternary Res. 13th Intern. Congr. Abst. Beijing, 1991. P.423.
- 26. 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.
- 27. Zorin Yu.A., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M. Structure of the lithosphere of the Mongolian-Siberian mountainous province // J. of geodynamics. 1990. Vol.11. P.327-342.

Сданы в печать в 2006 г.:

1. Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А., Зарщиков А.А. Кёкёмерен-Минкушская зона как проявление транспрессии в новейшей структуре Центрального Тянь-Шаня // Фундаментальные проблемы геотектоники. М.: ГЕОС, 2007.

- 2. 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.
- 3. Говорова Н.Н., Загубный Д.Н. Современные и неотектонические деформации земной поверхности в горном обрамления Чуйско-Курайской зоны (Горный Алтай) // Фундаментальные проблемы геотектоники. М.: ГЕОС, 2007.
- 4. Загубный Д.Н., Говорова Н.Н. Использование цифровых моделей рельефа для анализа неотектонического строения территории (на примере района Чуйско-Курайской зоны горного Алтая) //Исследование Земли из космоса, 2006, №6.
- 5. Kozhurin A. Active Faulting in the Kamchatsky Peninsula, Kamchatka-Aleutian Junction. AGU monograph, series Volcanism and Tectonics of the Kamchatka Peninsula and Adjacent Arcs