

ПОЛНЫЙ ОТЧЁТ

по проекту «Новейшая геодинамика и орогенез» Программы ОНЗ РАН № 7 «Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса», 2006 г.

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

Работы в Центральном Тянь-Шане (ЦТШ) были направлены на изучение роли сдвиговых перемещений в формировании новейших структур. Принято считать, что продольные новейшие структуры ЦТШ – антиклинали горных хребтов и синклинали межгорных впадин, нередко ограниченные и осложненные продольными взбросами и надвигами, возникли в условиях поперечного горизонтального сжатия. Однако В.И.Макаров и М.Л.Копп, основываясь на кулисном расположении этих 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 нами работ было установлено, что в ЦТШ существует своеобразный класс узких сложно дислоцированных новейших депрессий, в которых левосдвиговая компонента продольных новейших перемещений соизмерима с поперечным укорочением или превосходит его. Примером является Минкуш-Кёкёмеренская зона (МКЗ), примерно совпадающая с линией Николаева (границей Северного и Срединного Тянь-Шаня) и прослеженная на 160 км от Кетмень-Тюбинской впадины, примыкающей к Таласо-Ферганскому правому сдвигу, на восток до оз. Сонкёль (рис. 1). Помимо Д.М.Бачманова, Ф.А.Вишнякова и В.Г.Трифонова (ГИН РАН) в работах участвовали 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). Большинство из них характеризуется крутым наклоном и взбросовым типом вертикальных смещений (рис. 4). 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). 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 S_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-Аг возраст – $68,4 \pm 2,3$ млн. лет.

(3) Мощная (до 1000–1500 м) толща слоистых аллювиальных конгломератов до валунных с маломощными прослоями гравелита, песчаника и алевролита, отвечающая по своему стратиграфическому положению киргизской свите E_3 ; 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 O 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%), кремневыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами $O?$ (20%), базальтами и андезито-базальтами (13%), кремнево-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 (2), 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). 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 C_1 , 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 большинства 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 южнее Нарынской и Кетмень-Тюбинской впадинах. В северной части МКЗ неогеновые глины с маломощным и невыдержанным базальным горизонтом местами (с. Караджагач) залегают на рыхлой коре выветривания, возникшей на палеозойских гранитах (рис. 9), т.е. до неогена там сохранялся ненарушенный пенеплен. На отсутствие высоких поднятий указывают относительная маломощность и гравийно-песчаный состав киргизской свиты в расположенных севернее Джумгольской впадине.

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. Считается, что 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. 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, например, узкая Каракольская зона, связывающая Сусамырскую и Кочкорскую межгорные впадины, и Чон-Кеминская зона севернее Иссыккульской впадины. В обеих зонах, наряду с признаками поперечного укорочения, выявлены поздне-четвертичные левосдвиговые смещения по продольным разломам. Наряду с этими и другими сходными продольными линейными зонами транспрессивного типа развивались правые сдвиги СЗ простирания. Их кинематика отчетливо проявилась в эпоху четвертичной активизации. Но, возможно, сочетание этих разнонаправленных структур заложилось еще в начале неотектонического этапа, предопределив угловатые очертания новейших межгорных впадин ЦТШ.

Горный Алтай

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

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 четко 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). 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 сдвигания разрезов, когда палеозойские и кайнозойские породы образуют «слоеный пирог», имея при этом падение на север. Как правило, надвигание происходит внутри палеогеновой толщи (рис. 15). 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. Вздвигание 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 сейсморовов 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, испытывавшие 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. 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, который является окончанием Северо-Чуйского хребта. 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.

Заключение

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.

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. 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.
3. 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.

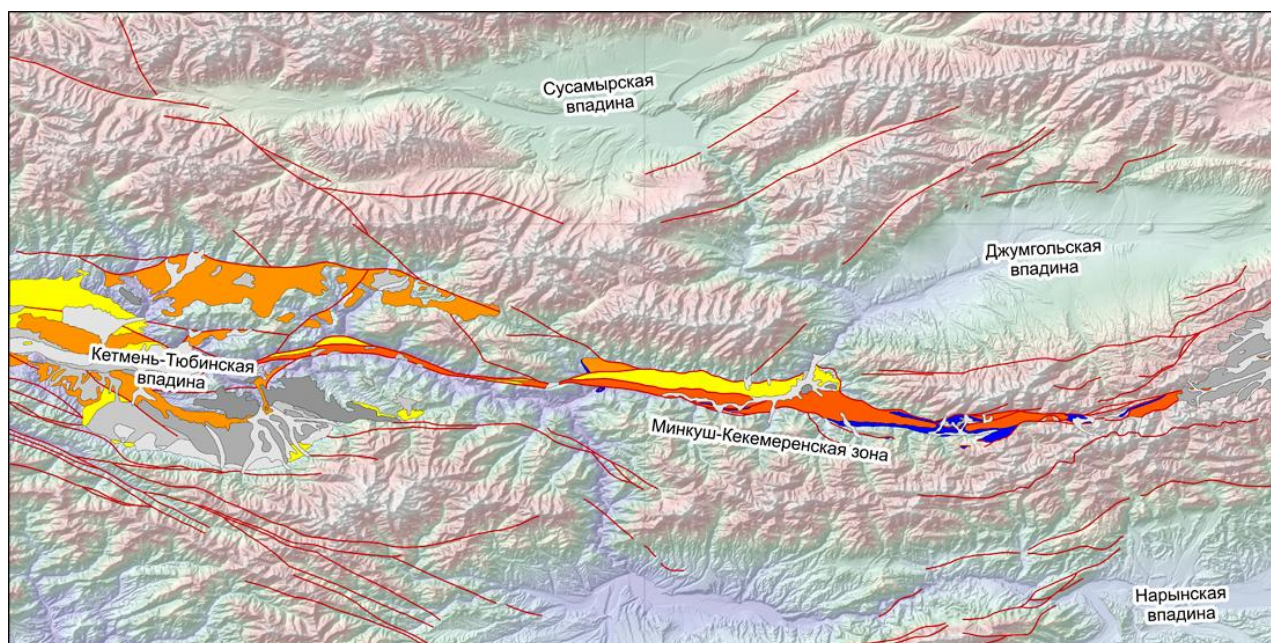


Рис.1. Схематическая геологическая карта Минкуш-Кёкёмеренской зоны. Синим цветом показаны юрские отложения, красным - минкушская толща олигоцена, оранжевым - пестроцветная толща неогена, желтым - грубообломочные отложения $N_2^3-Q_1$.

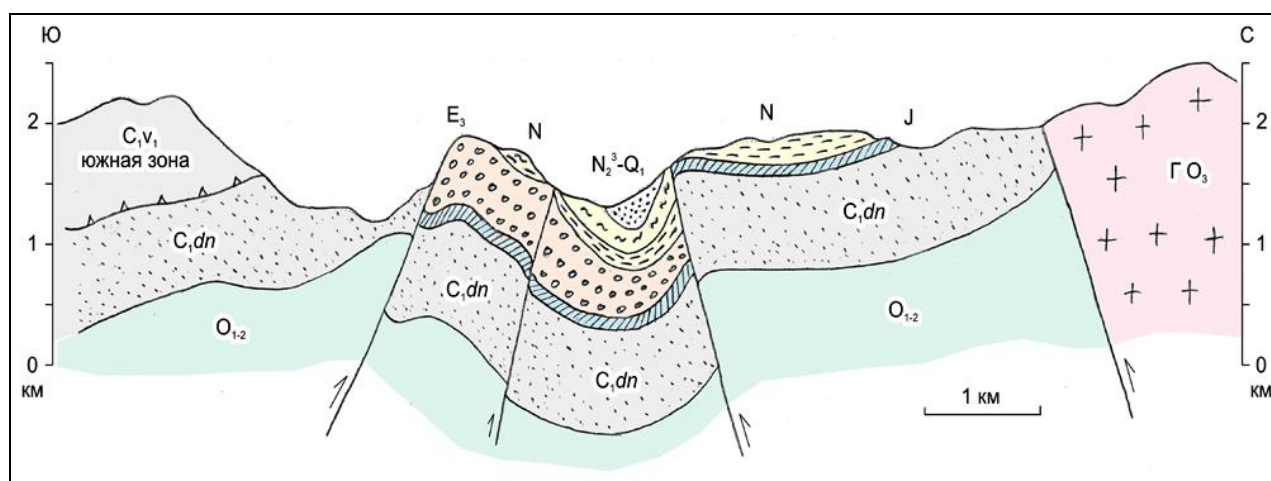


Рис.2. Геологический профиль через Кёкёмеренскую зону в районе с. Сарыкамыш.



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



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

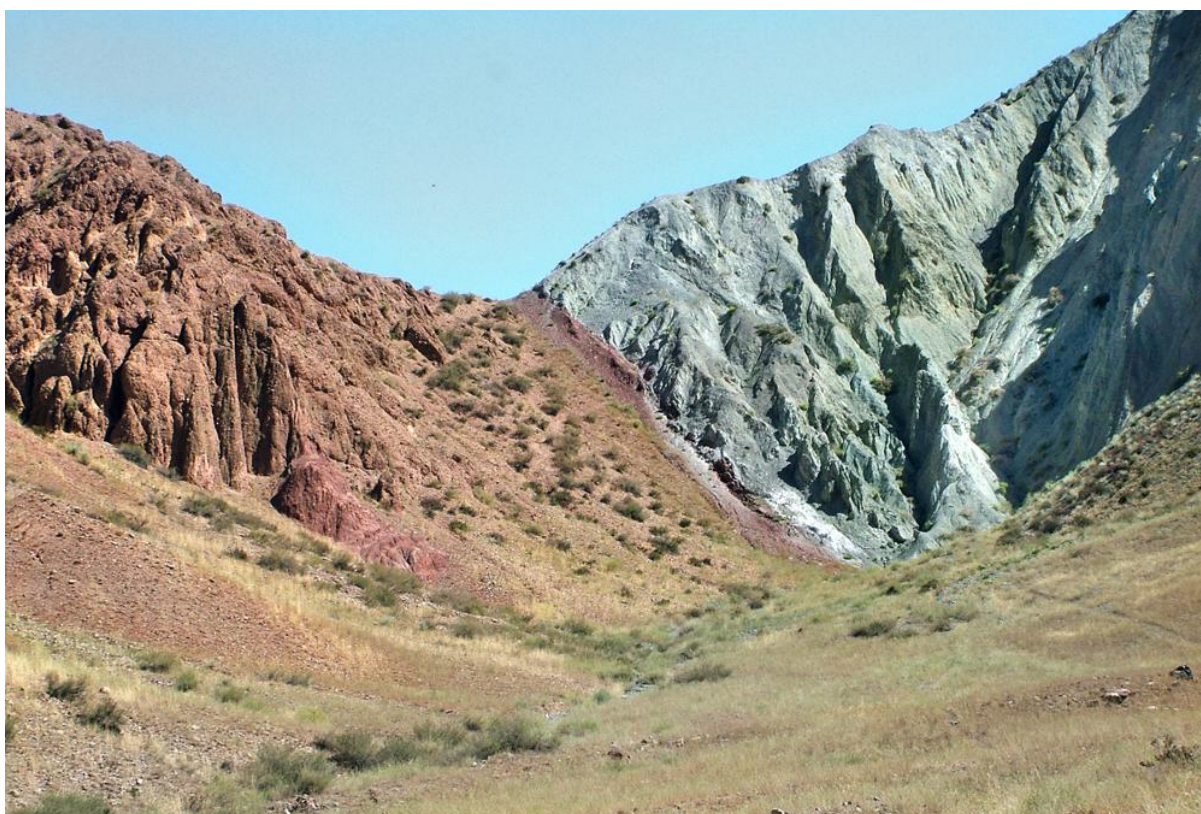


Рис.5. Надвиг ордовика на дислоцированный кайнозой на южном борту Минкуш-Кёкёмеренской зоны, правобережье р.Табылгаты.

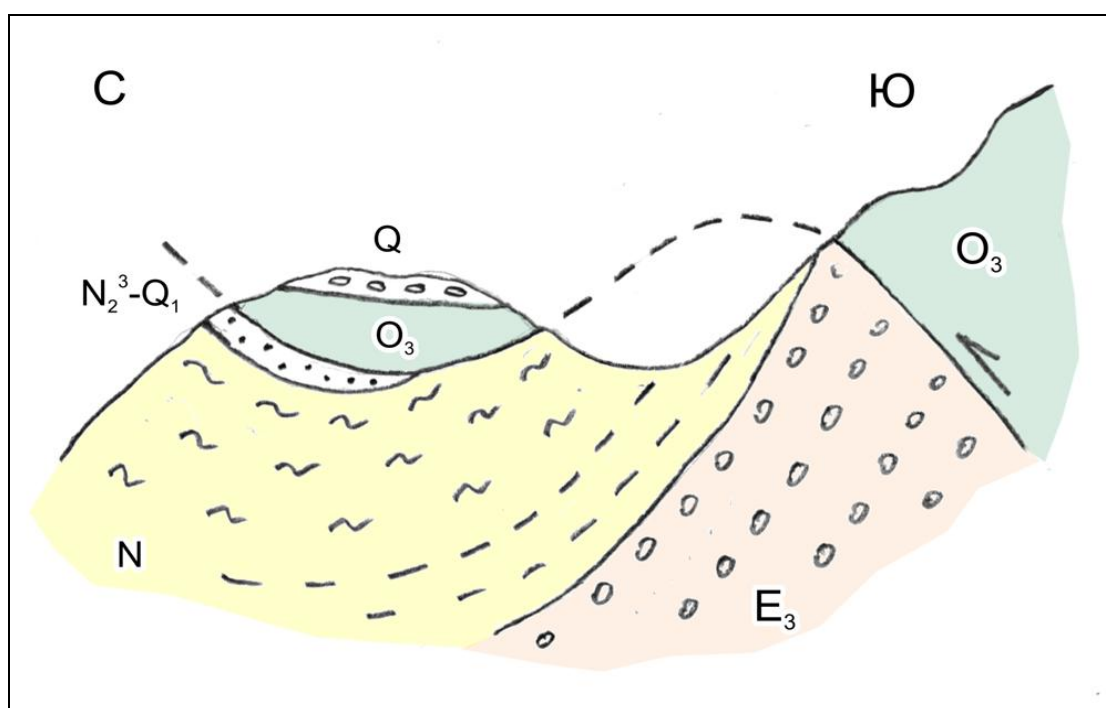


Рис.6. Схематический геологический профиль надвига и покрова ордовикских сланцев на дислоцированные кайнозойские толщи на правобережье р.Табылгаты. Покров совместно с кайнозойем смят в синформную складку и несогласно перекрыт отложениями среднего плейстоцена высокой террасы р.Кёкёмерен.



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



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 $N_2^3-Q_1$.



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.

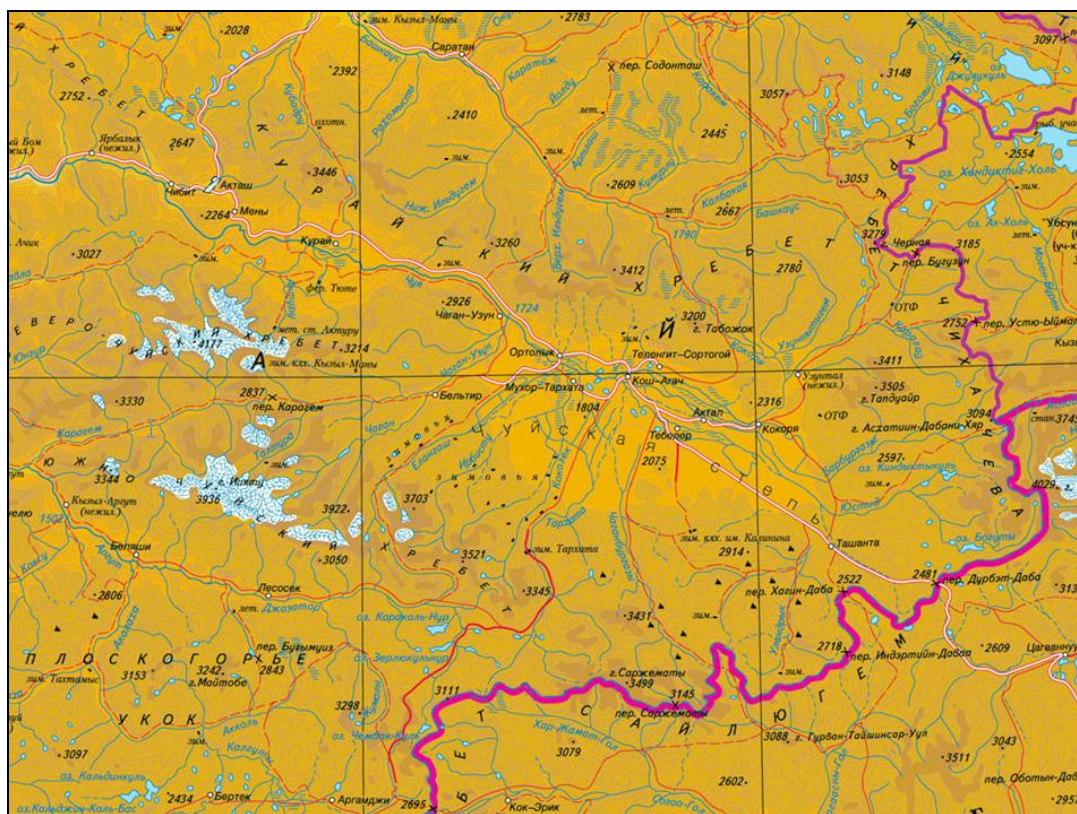


Рис.10. Район работ в Горном Алтае.

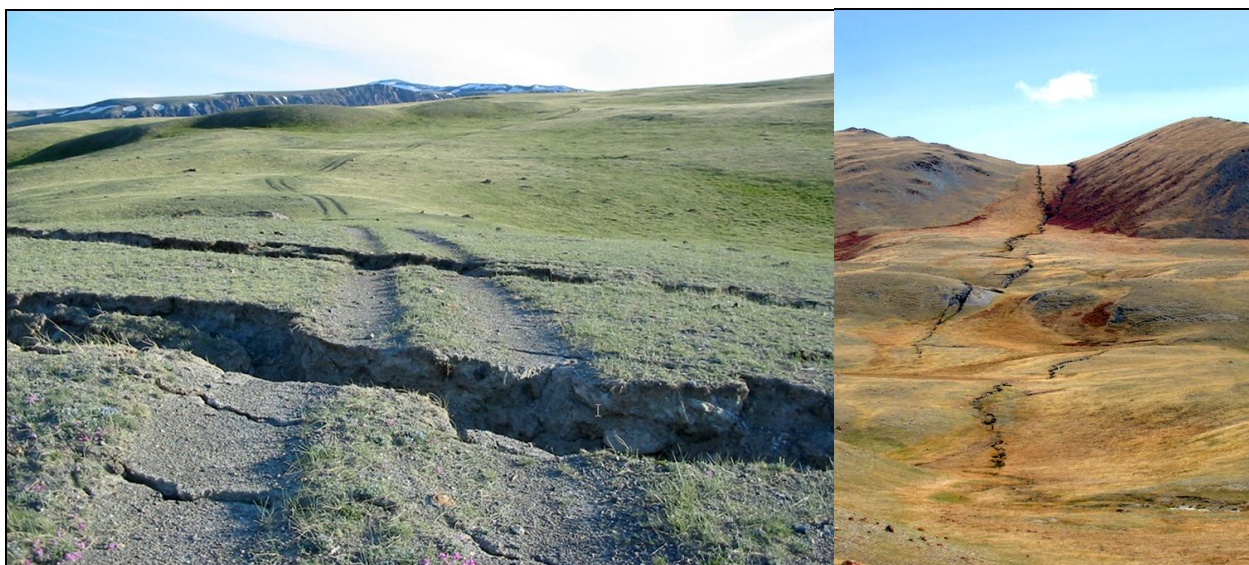


Рис.11. Сейсмодислокации, возникшие во время Бельтирского землетрясения 2003 г.



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



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

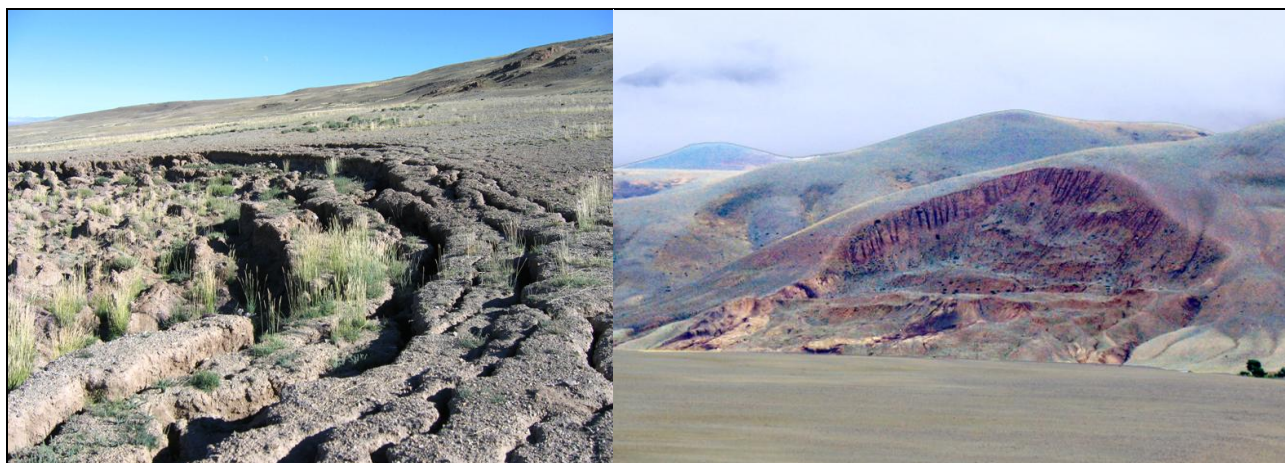


Рис.14. Оползни в зоне разлома на северном борту Чуйской впадины.



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

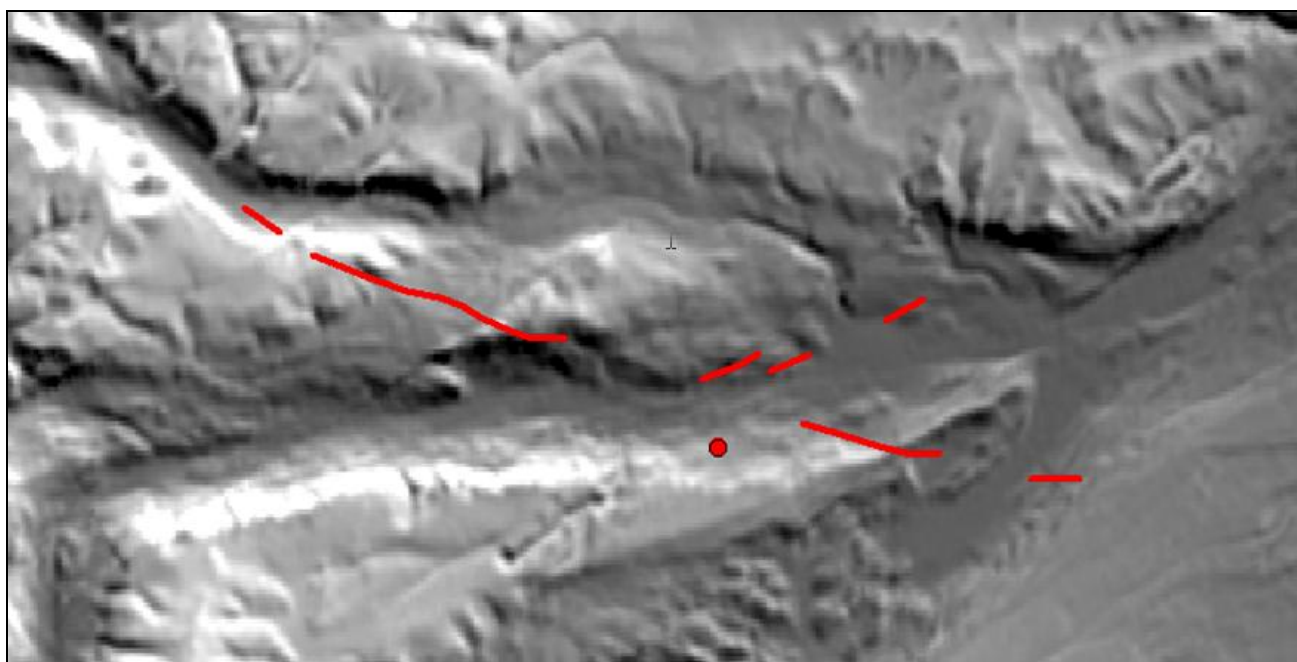


Рис.16. Сейсмодислокации и оползень 2003 года в районе рек Талдура и Чаган.