

АКТИВНЫЕ СТРУКТУРЫ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН ГОРНОГО АЛТАЯ

Современные тектонические движения, их динамика наиболее контрастно проявляются на участках сочленения тектонических блоков – по границам и в пределах межгорных впадин в виде выраженных в формах рельефа разрывных и пликативных структур. Подобные активные в геологическом отношении структуры часто выступают в роли сейсмогенерирующих.

В настоящей главе дана характеристика активных кайнозойских и голоценовых структур, изученных авторами при проведении полевых работ в пределах крупных тектонических депрессий Горного Алтая: Чуйско-Курайской зоне межгорных впадин, Уймонско-Джасаторской зоне опусканий, районе Телецкого грабена.

3.1. Чуйско-Курайская зона межгорных впадин

Чуйско-Курайская зона новейших впадин расположена в юго-восточной части Горного Алтая на границе Айгулакско-Курайского и Чуйско-Сайлогемского поднятий. В пределах зоны Сукорский (Чаган-Узунский) тектонический блок разделяет единую структуру на две крупных депрессии: Курайскую и Чуйскую впадины. Границами зоны являются: с севера – Курайский, с юга – Чарыпско-Теректинский глубинные разломы. Восточным ограничением впадины служит дизъюнктив, отделяющий её от поднятия хр. Чихачёва.

Современные депрессии заложены на палеозойском фундаменте, образованном рифейскими мраморизованными известняками баратальской свиты, девонскими вулканитами среднего и основного состава аксайской свиты, песчаниками и алевролитами богутинской свиты, прорываемыми палеозойскими гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами (рис.7, 8). Восточная часть зоны (Чуйская впадина) имеет унаследованный характер и примерно совпадает с синклиальной структурой герцинского этапа.

В пределах зоны располагается структурный узел, образованный разломами двух направлений: северо-северо-западного и близширотного (западно-северо-западного). В районе Курайской впадины и Акташского подвижного блока происходит как бы интерференция структур этих двух простираний, в значительной степени определяющая ориентировку кайнозойских нарушений [Богачкин, 1981; Добрецов и др., 1995].

Пликативные и разрывные деформации олигоценовых и миоценовых отложений описывались А.В.Аксариным [1938], Е.В.Девяткиным [1965] и другими авторами в северных периферийных частях Чуйской впадины у южного подножия Курайского хребта. Здесь они связаны с четвертичными вертикальными подвижками узких жёстких блоков палеозоя в зоне Курайского разлома, вдоль прямолинейного эскарпа коренного фундамента высотой от 200 до 500 м.

Интенсивность складчатости велика вблизи борта гор. Складки имеют крутые, до 60-70°, падения слоев на крыльях (рис.9). По мере удаления от горного хребта складки становятся

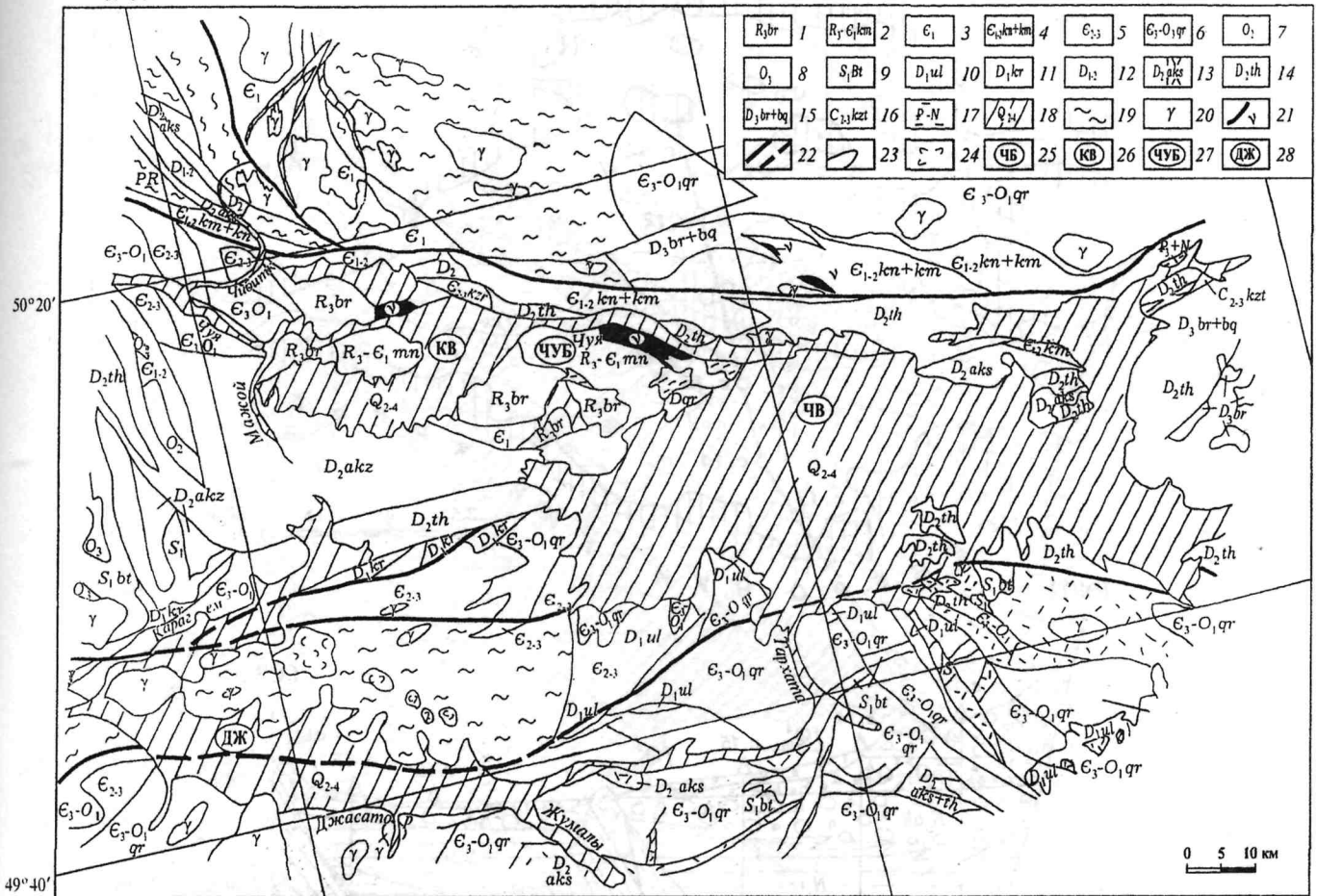


Рис. 7. Схема геологического строения района Чуйско-Курайской зоны межгорных впадин (составлена на основе карты м-ба 1:200 000 И.С.Новикова и др. (1995) и геологической карты западной части Алтае-Саянской горной области м-ба 1:500 000 (1973))

Стратифицированные образования: 1 – мраморизованные известняки (баратальская свита); 2 – силицилиты (манжерокская свита); 3 – вулканогенно-осадочные образования нижнего кембрия; 4 – зеленокаменные эффузивы, мраморизованные известняки (каянчинская и каймская свиты); 5 – песчаники, алевролиты сланцы тёмно-зелёные среднего-верхнего кембрия; 6 – флишоидные песчаники и алевролиты (горно-алтайская свита); 7 – песчаники, алевролиты, конгломераты (кабинская свита); 8 – известняки, алевролиты, песчаники серо-зелёные (таарлаганская свита); 9 – конгломераты, глинистые сланцы (бетсуканасская свита); 10 – глинистые сланцы (уландрыкская свита); 11 – глинистые сланцы (куратинская свита); 12 – вулканиты разного состава, песчаники, алевролиты, конгломераты пестроцветные нижнего-среднего девона; 13 – песчаники, алевролиты, средние и кислые эффузивы и их туфы (аксайская свита); 14 – песчаники и глинистые сланцы (ташантинская свита); 15 – красноцветные конгломераты, песчаники и сланцы (барбургазинская и богутинская свиты); 16 – песчаники, глинистые сланцы и каменные угли (кызылташская свита); 17 – глины, бурые угли, мергели, пески, галечники эоцен-плиоцена; 18 – валунники, валунные суглинки, валунные галечники (гляциальные, флювиогляциальные, флювиальные осадки). Метаморфические и интрузивные образования: 19 – кристаллические сланцы и гнейсы (теректинская свита); 20 – гранитоиды разного возраста; 21 – породы основного и ультраосновного ряда Прочие обозначения: 22 – разломы, 23 – стратиграфические границы; 24 – ледники и фирновые поля; 25 – Чуйская впадина; 26 – Курайская впадина; 27 – Чаган-Узунский (Сукорский) блок; 28 – Самахинско-Джасаторская депрессия

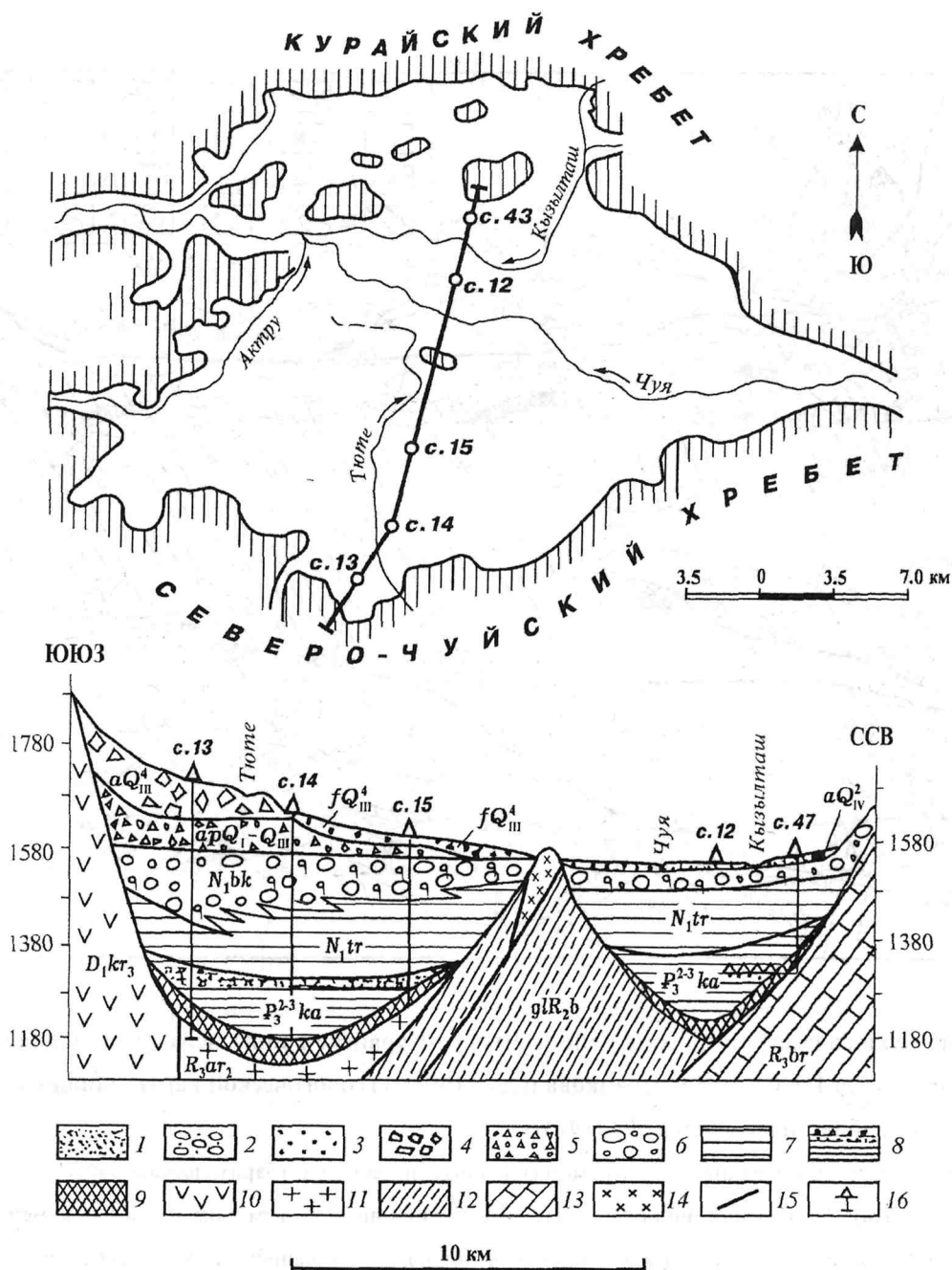


Рис. 8. Геологический разрез Курайской впадины Горного Алтая (по Г.Я. Барышникову, 1994)

Отложения четвертичной системы: 1 – аллювиальные, 2 – аллювиально-озёрные, 3 – флювиогляциальные, 4 – гляциальные, 5 – аллювиально-пролювиальные. Осадки ортолыкской свиты миоцена: 6 – бекенская фация, 7 – туеркская фация. Палеогеновые отложения: 8 – кошагачская свита, 9 – карачумская свита. Девонская система: 10 – кислые эффузивы карасукской свиты. Нижнерифейские отложения: 11 – метабазиты араджанской свиты, 12 – глаукофановые сланцы болтырганского комплекса, 13 – известняки баратальской свиты, 14 – серпентиниты чаганузнунского комплекса, 15 – тектонические границы, 16 – буровые скважины

более простыми, пологими, иногда брахиформными, часто асимметричными – с крутым приразломным северным крылом и пологим южным. Здесь же развиты мелкие разрывы типа сбросов и взбросов.

К структурам данного типа относится описанная П.Г.Грязевым и Е.В.Девяткиным (1965 г.) в районе Кош-Агачского бурогоугольного месторождения субширотная синклиналь в

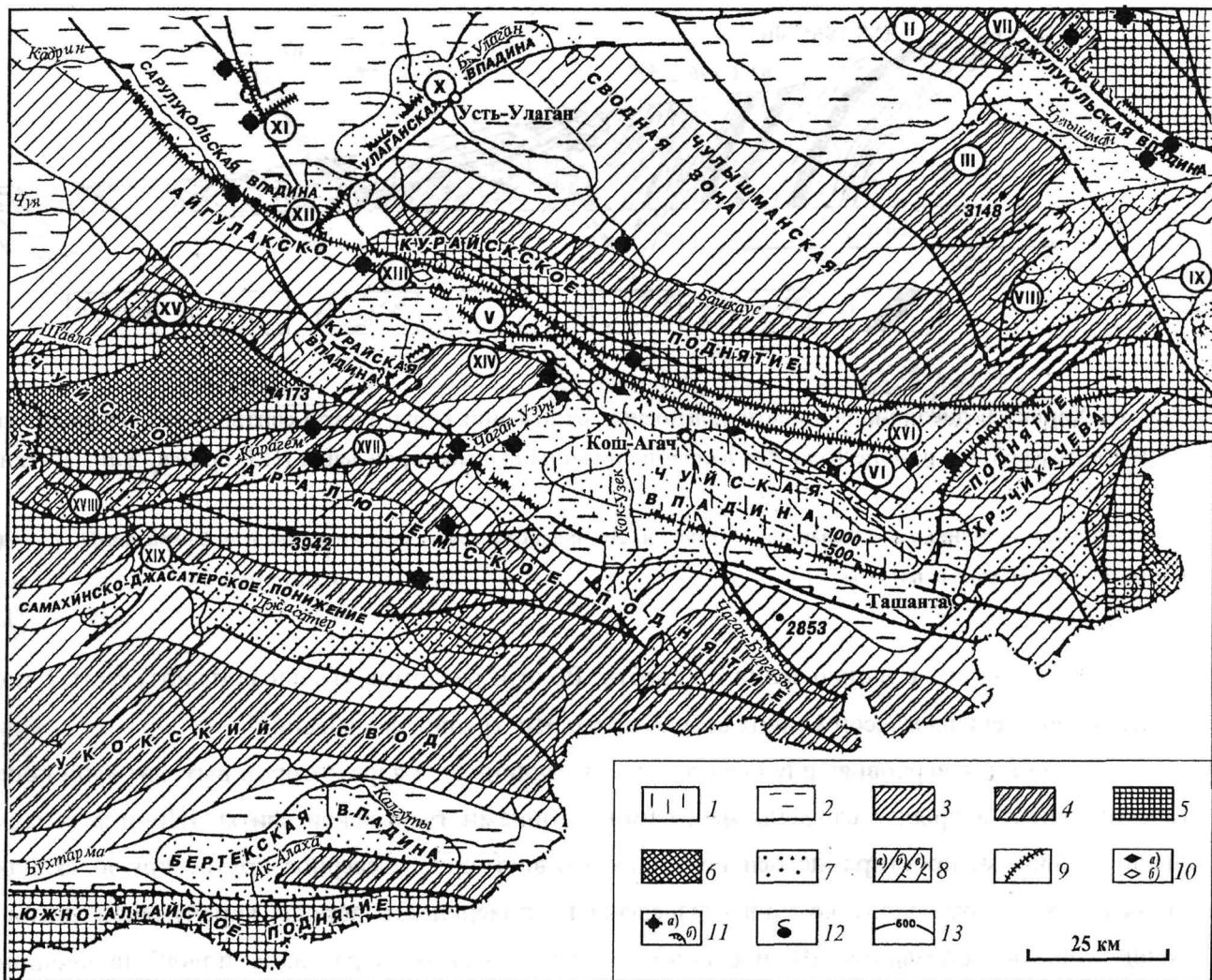


Рис. 9. Пространственное расположение активных структур в районе Чуйской и Курайской межгорных впадин на схеме новейшей тектоники (по Е.В.Девяткину, 1965)

Амплитуды поднятия донеогеновой поверхности выравнивания за неоген - четвертичное время: 1 – до 1000 м; 2 – 1000-1500 м; 3 – 1500-2000 м; 4 – 2000-2500 м; 5 – 2500-3000 м; 6 – свыше 3000 м. Структуры: 7 – межгорные впадины; 8 – разломы, обновлённые в неоген-четвертичное время (а), сбросы и взбросы, чётко выраженные на поверхности (б) и прослеживающиеся под кайнозойскими отложениями (в); 9 – разломы с проявлением движений в плейстоцене; 10 – антиклинальные (а) и синклинальные (б) складки в палеогеновых и неогеновых отложениях; 11 – эпицентры землетрясений (а) и цирки сеймотектонических обвалов и оползней (б); 12 – минерализованные источники; 13 – изолинии мощностей кайнозойских отложений. Неотектонические структуры второго порядка. Поднятия: I – Кур-Куре-Бажи, II – Кийты, III – Верхне-Чулышманское, IV – Мунгун-Тайга, V – Карбоновый горст, VI – Табошак. Опускания: VII – Сайгонышский грабен, VIII – Ак-Кульская впадина, IX – Бельдыр-Шольская впадина, X – грабен Кубадру, XI – грабен Ош-Коль, XII – грабен Чайбеккель, XIII – грабен Акташ, XIV – грабен долины Чуи, XV – Ештык-Кельская впадина, XVI – Бугузунская впадина, XVII – грабен Чаган-Узуна и Карагема, XVIII – Аргутская впадина, XIX – Самахинская впадина

2 км к югу от Курайского хребта, на меридиане с.Кош-Агач, имеющая ширину 50-60 м и длину 200-220 м (рис.10). Южнее с ней сопряжена пологая антиклиналь с углами наклона на крыльях до 20-25°, разбитая двумя параллельными продольными сбросами, плоскости которых под

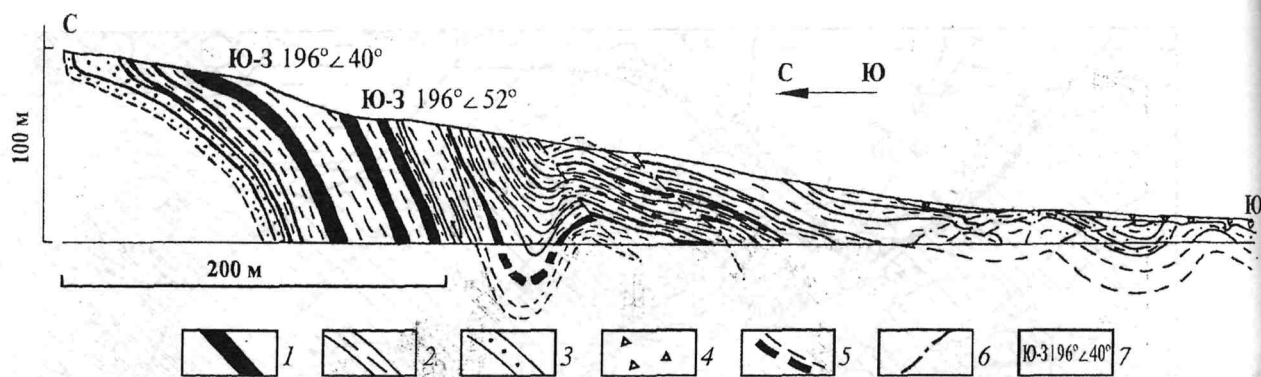


Рис. 10. Характер дислоцированности угленосных отложений кошагачской свиты у южного подножия Курайского хребта в районе Кош-Агачского бурогоугольного месторождения (П.Г.Грязев, Е.В.Девяткин, 1965)

1 – бурые угли; 2 – глины; 3 – песчаники; 4 – щебни; 5 – предполагаемое залегание пластов; 6 – разломы; 7 – элементы падения угольных пластов

углом 40-45° падают в направлении от хребта. Вблизи разломов угольные пласты смяты, подвёрнуты и рассечены массой мелких субпараллельных трещин скалывания.

Западнее, в верховьях р.Бекен описана антиклиналь, в ядре которой выходят угли кошагачской свиты, а крылья сложены мергелями и глинами туерькской свиты. Ширина складки около 250-300 м, простирание оси восточно-юго-восточное. Северное крутое крыло складки оборвано взбросом, вдоль которого выведены на поверхность породы карачумской свиты и толща коры выветривания. Южное пологое крыло складки образовано полого падающими слоями мергелей и глин туерькской свиты [Девяткин, 1965].

На левом берегу в верховьях р.Туерьк нами наблюдалась отчётливо выраженная антиклиналь с простиранием оси в западно-северо-западном направлении. Залегающие в центральной части структуры отложения кошагачской свиты имеют довольно крутое (45-60°) северное падение. К югу слои постепенно выполаживаются (до 15°) и сменяются залегающими стратиграфически выше по разрезу бекенскими галечниками.

На Чаган-Узунском бурогоугольном месторождении по данным А.В.Аксарина [1938] в канаве, заложенной близ тектонического нарушения на склоне Курайского хребта, в олигоценых отложениях была вскрыта опрокинутая синклиналиная складка с сильно осложненным пloyчатými складками замком и запрокинутым южным крылом, на которое по крутому надвигу (угол падения 70-75°) надвинуты породы палеозоя. Подобные надвиги палеозоя на палеоген-неогеновые отложения отмечаются Е.Н.Щукиной [1960], Г.Ф.Лунгерсгаузенем и О.А.Раковец [1961] в ряде мест на южном склоне Курайского хребта.

Необычная складчатая структура описана при детальной разведке Талды-Дюргунского бурогоугольного месторождения [Лузгин, Русанов, 1992]. Ядро этой погребённой под молодыми толщами антиклинали сложено терригенными породами среднего девона, перекрывающими их и вовлечёнными в складчатость угленосными отложениями кошагачской свиты среднего-

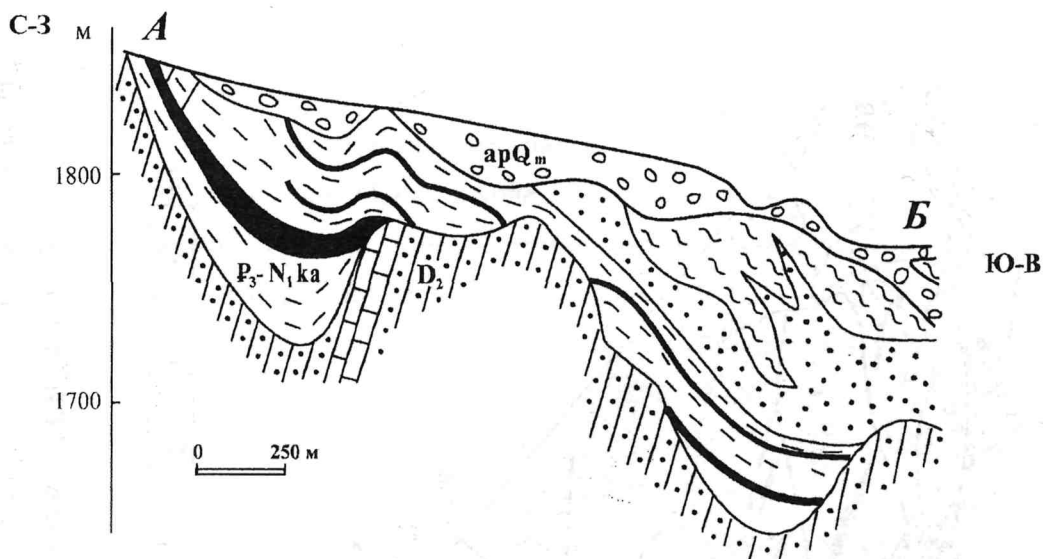


Рис. 11. Погребённая антиклинальная структура в западной части Чуйской впадины (Талды-Дюргунское месторождение каменного угля) (по Б.Н.Лузгину, Г.Г.Русанову, 1992). Положение разреза см. на рис.12

верхнего олигоцена. На этих породах, в свою очередь, несогласно залегают флювиогляциальные и аллювиально-озёрные отложения среднего-верхнего плейстоцена, выполняющие наложенную на антиклиналь мульдообразную депрессию (рис.11). Крылья антиклинальной складки осложнены сбросами, погребёнными под осадками среднего плейстоцена и сформированными, видимо, синхронно со складчатыми деформациями осадочного чехла.

С удалением от тектонических бортов Чуйской впадины залегание дислоцированных олигоценовых пород становится более спокойным. Складчатость постепенно затухает в сторону котловины. Пологие складки с углами наклона крыльев в $10-15^\circ$ описаны на правом берегу низовьев р. Чаган, в районе рек Кызкынор и Чаган-Узун [Девяткин, 1965].

Миоценовые отложения также подвержены складчатости, но значительно менее интенсивной. Формы складчатых дислокаций в них более просты. В верховьях р. Бекен отложения бекенской свиты слагают пологую антиклиналь с падениями слоев на крыльях $7-12^\circ$. Её ось примерно совпадает с осью, описанной выше антиклинали в туерьских осадках. На правом берегу р. Туерьк, в верховьях, галечники и пески бекенской свиты образуют широкую (до 500 м) пологую синклиналиную складку. Залегание пород на её южном крыле крутое (до 45°). К ядру складки и на северном крыле оно выполаживается до $5-10^\circ$. Нарушенное залегание пород миоцена (кызылгирской и бекенской свит) наблюдалось во многих обнажениях по западной периферии Чуйской впадины (реки Кызыл-Чин, Чаган).

В пределах Курайской и западной части Чуйской впадин выделены также многочисленные активные голоценовые геологические разломы, имеющие как северо-западное, так и близширотное простирание (рис.12). Были изучены Чайбеккольский и Чибитский разломы северо-северо-западной ориентировки. Причём первый кулисообразно подставляется вторым к югу, в зоне пересекающегося с ними субширотного Курайского разлома. Разломы в рельефе выраже-

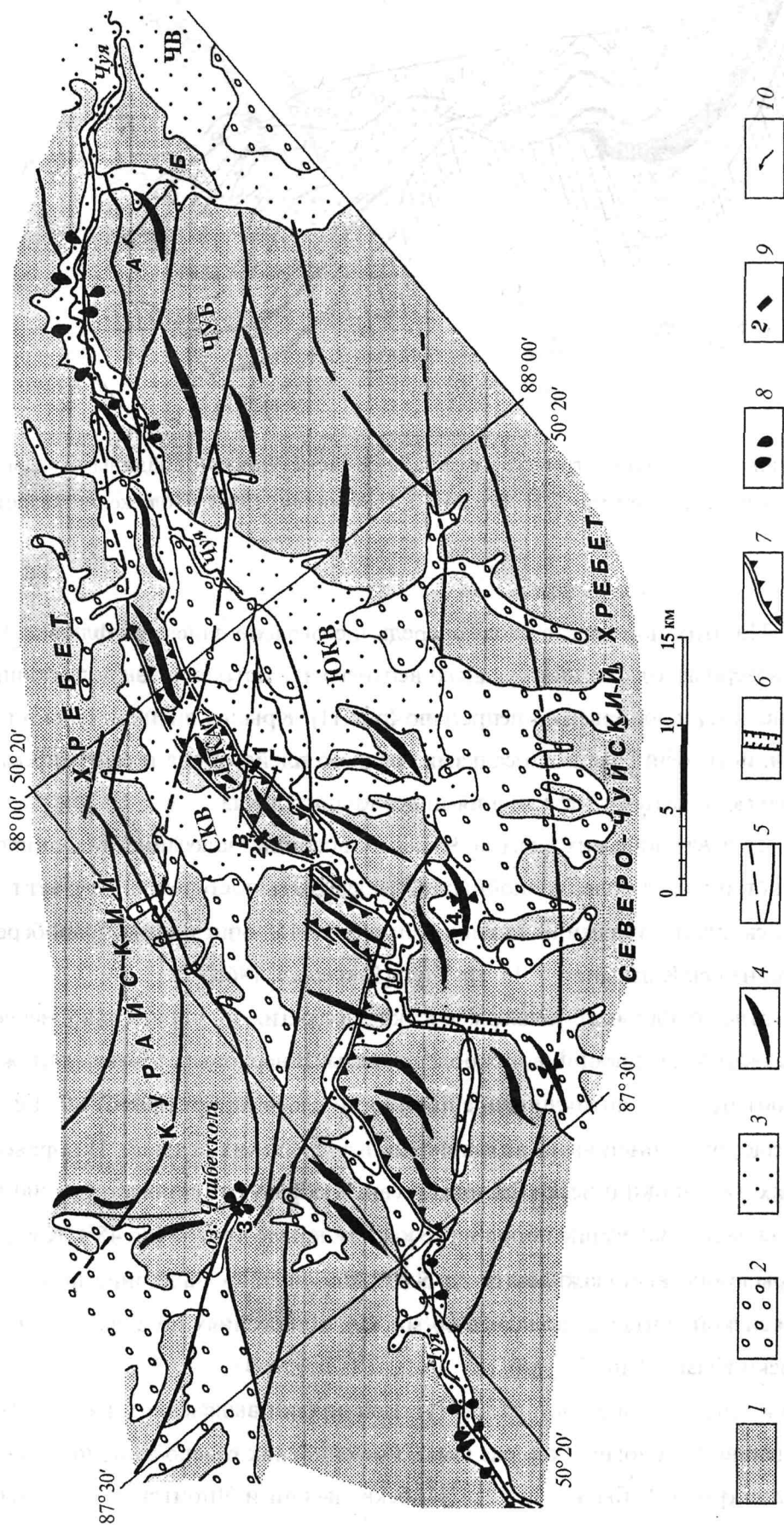


Рис. 12. Структурная карта района Курайской и западной части Чуйской впадин (составил Е.А.Рогожин с дополнениями С.Г.Платоновой)

1 – дочетвертичные образования; четвертичные отложения: 2 – ледниковые морены, 3 – аллювиальные, озерные, флювиогляциальные; 4 – оси крупнейших новейших антиклиналей; 5 – разломы, прослеженные и предполагаемые; 6 – молодой грабен; 7-8 – палеосейсмодислокации: 7 – эскарпы сейсморазрывов, 8 – обвалы, каменные лавины и оползны; 9 – траншеи и их номера; 10 – направление течения р. Чуи. СКВ, ЮКВ – северная и южная части Курайской впадины; ЦКАГ – Центрально-Курайская антиклинальная града; ЧУБ – Чаган-Узунский блок; ЧВ – Чуйская впадина. Разрезы по линиям АБ и ВГ см. на рис.11 и 13

ны в виде цепочек узких линейных впадин и седловин на пересекаемых ими положительных формах рельефа. На отдельных протяжённых участках разломы контролируют речную сеть. Так, к первому из них приурочены ущелистые участки долин рек Чибитки и Каракудюра, а ко второму – прямолинейный исток р. Менки и коленообразный изгиб долины р. Чуи, расположенный к западу от Курайской впадины. Смещение молодых ручьёв и рек, пересекаемых разломами северо-северо-западной ориентировки, позволяет предположить наличие активных правосторонних подвижек вдоль них. В то же время, голоценовая деформация древнего, покинутого русла р. Чуи в районе верховий р. Менки доказывает присутствие очень значительной вертикальной взбросовой составляющей современных движений по зоне Чибитского разлома [Рогожин и др., 1996].

Крупной активной дизъюнктивной структурой субширотного простирания является описанный выше Курайский разлом, обрамляющий Чуйскую и Курайскую впадины с севера.

Субширотные пликативные структуры представлены цепью антиклиналей Центрально-Курайской гряды (ЦКАГ), разделяющей Курайскую впадину на две неравные части: северную – неглубокую и относительно приподнятую и южную – глубоко прогнутую и относительно погружённую. Данная гряда образована отдельными, не вполне соосными антиклинальными складками (см. рис. 12).

В западной части Курайской гряды в междуречье Чуя - Каратюргунь - Тюргунь была детально изучена одна из таких антиклинальных структур [Платонова, 1998]. Ядро складки сложено кремнисто-карбонатными породами баратальской свиты рифея, надвинутыми на туфогенно-осадочные толщи горно-алтайской свиты верхнего кембрия - нижнего ордовика. Приконтактная часть аллохтона сопровождается маломощными зонами милонитизации и лимонитизации. Структура осложнена серией разновозрастных сбросовых и взбросо-сдвиговых деформаций преобладающе субширотного простирания, часто сопровождаемых зонами лимонитизации и окварцевания, активизированными в современное время (рис. 13). Наследование кайнозойской и современной антиклиналью центральной части каледонской структуры, многократное подновление горст-антиклинали на протяжении истории ее становления позволяют отнести структуру по классификации В.А. Куландышева [1974] к сквозному антиклинальному типу. Крылья антиклинали образованы глинами плиоцена, песками и пудинговыми суглинками плейстоцена, также вовлечёнными в складчатость и образующими дополнительные мелкие и пологие антиклинальные складки.

Отдельные участки антиклинальной гряды разделены долинами пропиливающих её рек и ручьёв. Кулисообразное взаимное расположение осей складок в пределах гряды может быть объяснено наличием нескольких сопряжённых с антиклиналями активных правосторонних сдвигов северо-западного простирания, как бы расчленяющих единую антиклинальную гряду на несколько подставляющих друг друга по простиранию несоосных сегментов. С севера и юга складки антиклинальной Центрально-Курайской гряды обрамляются активными на голоценовом этапе разломами, которые часто выражены в рельефе в виде заметных эскарпов – невысоких (до 1.5-2.0 м) уступов значительной протяжённости.

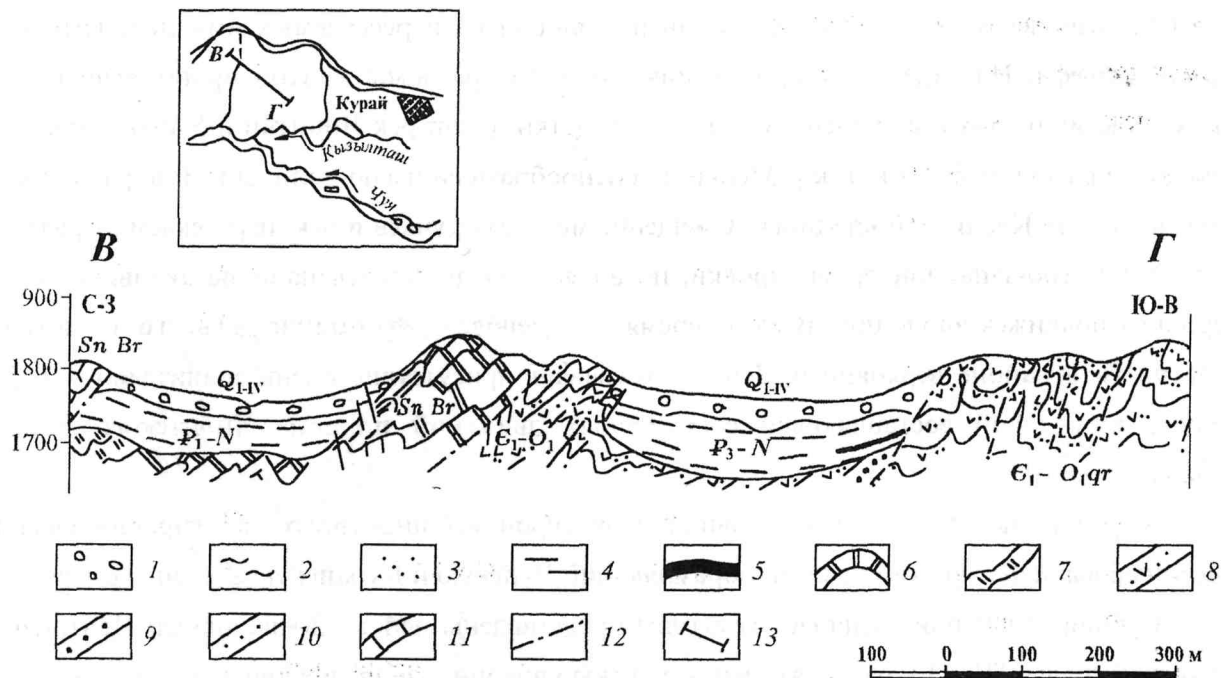


Рис. 13. Схематический геологический разрез антиклинальной структуры Центрально-Курайской гряды в западной части Курайской впадины (составила С.Г.Платонова)

1-3 – четвертичные аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, флювиогляциальные отложения: 1 – гравий, 2 – глины, 3 – пески; 4 – кошагачская свита верхнего олигоцена - нижнего миоцена; 5 – угольные пласты; 6-7 – баратальская свита венда: 6 – мраморизованные известняки, 7 – кремни; 8-9 – горно-алтайская свита верхнего кембрия - нижнего ордовика: 8 – туфы среднесоснового состава с прослоями кремней, известняков, 9 – песчаники, туфопесчаники; девонские отложения: 10 – песчаники, 11 – известняки; 12 – палеозойские разломы, активизированные в неоген-четвертичное время; 13 – профиль геологического разреза (см. также рис.12)

Несколько отличается структурный план западного окончания Чуйско-Курайской зоны депрессий – Сарылукульской впадины и Ештык-Кельского понижения. Здесь наряду с разрывно-складчатыми нарушениями широтного и северо-западного простираний широко развиты структуры, ориентированные на северо-восток и запад-северо-запад и имеющие признаки очень молодых движений.

Сарылукульская впадина является крайним северо-западным звеном зоны прогибания Чуйско-Курайской системы впадин. Депрессия вытянута вдоль северо-восточного подножия Айгулакского хребта и с юго-запада ограничена ветвью Курайского разлома, выраженного в виде денудационного сбросового уступа. Высота последнего у оз. Чайбекколь достигает 600-700 м, а в направлении к северо-западу постепенно уменьшается. На востоке граница впадины выражена нечётко, она сливается с Улаганской впадиной. В структурном отношении впадина расположена в пределах Кадринско-Баратальского горста. Она асимметрична, наиболее прогнутой является её приразломная юго-западная часть. К северо-западу и юго-востоку вдоль Курайского разлома глубина впадины уменьшается. Самое крайнее юго-восточное окончание впадины сужается, и впадина приобретает вид грабена, выраженного в узком ущелье долины р. Чибитки (“Красные ворота”).

На восточной окраине Сарылукульской впадины в междуречье Сарыачик-Кысхыштубек расположена низкогорная линейная гряда северо-восточной ориентировки (вдоль автотрассы Акташ - Усть-Улаган), в дальнейшем называемая "Сарыачинской". Структура гряды выражена цепочкой из трех молодых антиклиналей и ограничивающим её с северо-востока параллельным разломом (рис.14, 15). Кулисообразное расположение осей отдельных складок связано с наличием сопряжённых с антиклиналями активных правосторонних сдвигов близмеридионального простирания. В ядрах складок обнажены протерозойские кристаллические сланцы, представленные кварц-полевошпат-биотитовыми, кварц-полевошпат-гранатовыми, кварц-биотитовыми, существенно биотитовыми разностями, участками гнейсовидными, прорванными интрузивными телами основного и кислого состава позднепротерозойского (со следами бластеза), раннекембрийского и позднеордовикского возраста. Метаморфическим породам свойственен напряжённый характер многофазной складчатости вплоть до мелкой гофрировки.

Разлом северо-восточного простирания контролирует участок русла р.Чибитки выше её поворота от Чайбеккольского русла, береговую линию оз.Чагакель, отрезок долины р.Кубадру южнее пос.Чибили, а также линейную ориентировку озёр междуречья Сарыачик - Кысхыштубек. На местности разлом хорошо выражен на северо-восточном продолжении береговой линии оз.Чагакель в виде депрессии (шириной 16 м на водораздельной части), с крутым бортом, высотой 2.5-5.0 м [Платонова, 1998].

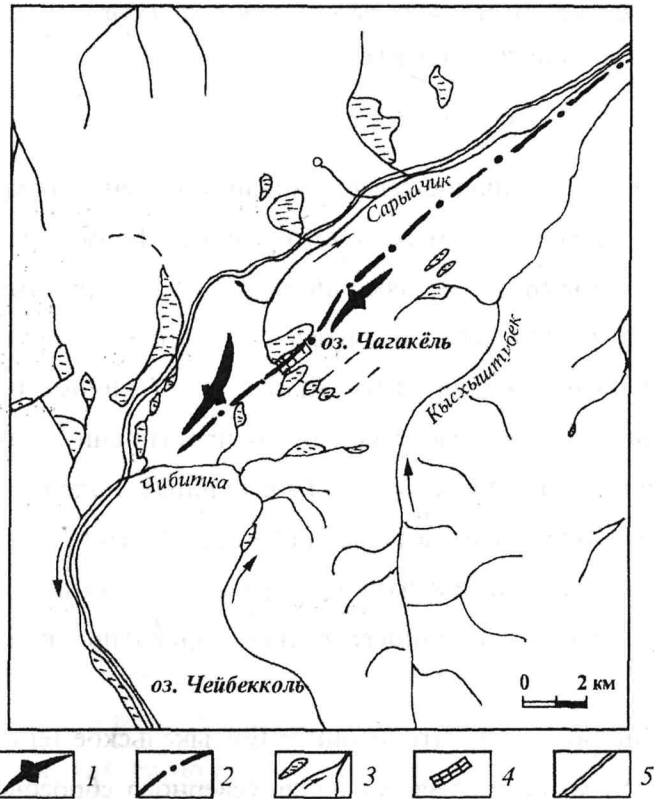


Рис. 14. Неотектоническая структура восточной части Сарылукульской впадины (составила С.Г.Платонова)

1 – оси новейших антиклиналей; 2 – разломы; 3 – гидросеть; 4 – геологические разрезы; 5 – автотрасса Акташ - Усть-Улаган

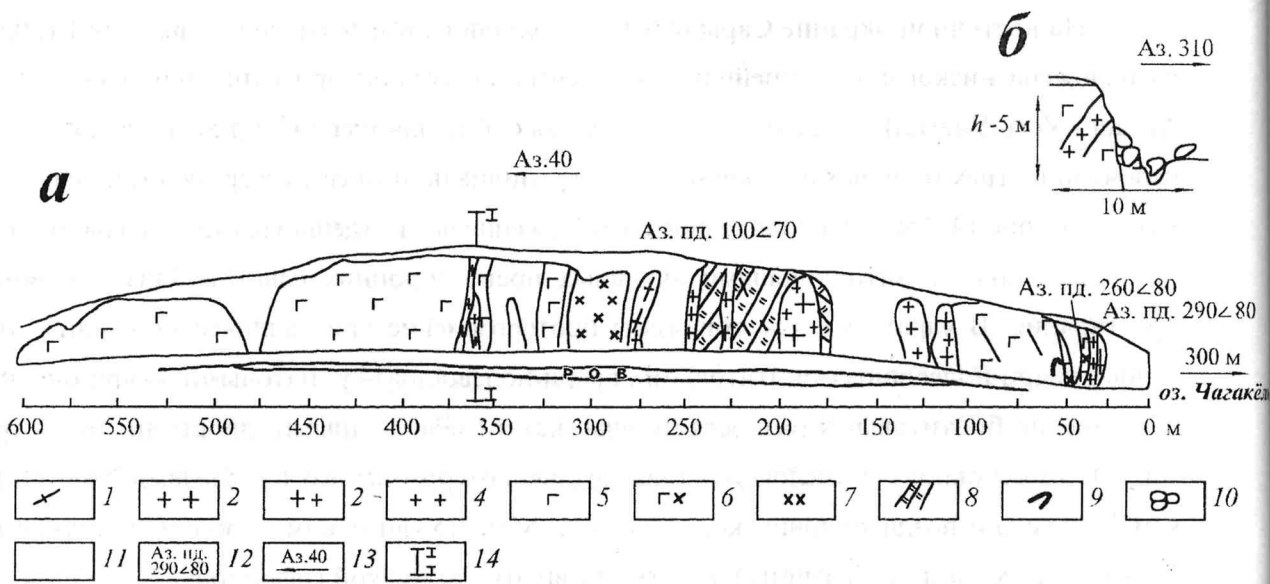


Рис. 15. Геологический разрез в восточной части Сарлыкульской впадины, вскрытый разломом северо-восточного простирания: *а* – продольный разрез, *б* – поперечный разрез по линии I-I (составила С.Г.Платонова)

1 – верхнепротерозойские кристаллические сланцы кварц-полевошпат-биотитового состава; 2 – гранит-порфир позднего протерозоя; 3 – гранит порфировидный позднего ордовика; 4 – гранодиорит позднего ордовика; 5 – габбро, габбро-диабаз раннего кембрия; 6 – габбро-диорит раннего кембрия; 7 – зоны окварцевания и биотитизации по породам среднеосновного состава; 8 – метасоматические кварциты, 9 – кварцевые жилы; 10 – грубообломочный материал коллювиального генезиса; 11 – осыпь мелкообломочного материала; 12 – элементы залегания; 13 – ориентировка разреза; 14 – линия поперечного профиля

Система нарушений западно-северо-западной ориентировки представлена мелкими разрывами и выражена на пересекаемых положительных формах рельефа многочисленными линейными грабенообразными депрессиями шириной 3-5 м с крутыми бортами. Высота их стенок составляет 1-2,5 м. Выявлено также значительное количество крутых протяженных уступов на склонах холмов. Смещение частей дайки аплита на 27 километре автотрассы Акташ - Усть-Улаган вдоль трещин западно-северо-западного простирания с амплитудой 5-6 см позволяет предположить наличие левосдвиговых горизонтальных подвижек дизъюнктива данного направления. Молодой возраст этих деформаций может быть принят лишь условно, так как разрывы западно-северо-западной ориентировки имеют долгоживущий характер и совпадают по простиранию с кристаллической сланцеватостью и ориентировкой разновозрастных кварцевых жил.

Молодое субширотно ориентированное Ештыкельское тектоническое понижение (на абсолютной высоте 1750 м) протягивается вдоль северного сбросового склона Северо-Чуйского хребта. Депрессия урочища Ештыкель является выраженной в рельефе сингенетичной Центрально-Курайской антиклинальной гряде отрицательной структурой западно-северо-западной ориентировки. С юга синклиналильные складки этой зоны ограничены субширотными разлома-

ми, резко несогласными с общим северо-западным простиранием структур Ануйско-Чуйского синклиория. С севера депрессия обрамляется антиклинальной грядой, представленной в рельефе невысокими холмами. В ядрах окаймляющих депрессию антиклиналей обнажаются средневерхнекембрийские переслаивающиеся серые и красноцветные тонко-мелкозернистые песчаники и алевролиты с редкими прослоями вулканитов основного состава. В то же время слои в пределах депрессии смяты в виде достаточно симметричной синклинали, осложнённой складками более высоких порядков. Направление оси новейшей синклинали совпадает с ориентировкой оси каледонской антиклинальной складки, хотя характер структуры определяется как обращённый. Современные складки гряды имеют характер горст-антиклиналей, по бортам которых развиты сбросовые деформации, выраженные в рельефе в виде нешироких, шириной 20-25 м грабенообразных депрессий. Структуры ориентированы в юго-восточном направлении и переходят по простиранию в невысокие террасы оз.Караколь с характерными сглаженными уступами, окаймляющие озеро со всех сторон.

На структурный план западно-северо-западного направления наложены северо-восточные разломы, контролирующие ориентировку северной устьевой части долины р.Мажой с отрезком коленообразного нового русла р.Чуи, положение многочисленных правых притоков р.Корумду и значительной части русла р.Актру. Судя по смещению синклинальной зоны урочища Ештыкёль вдоль Мажойского разлома, подвижки по разрывам северо-восточного направления имеют левосдвиговый характер.

Молодые пликативные деформации северо-восточного направления развиты локально на правом берегу р.Мажой. Примером такой складки может служить антиклиналь, имеющая приразломный характер. В рельефе она выражена вытянутым в названном направлении валом, с резкими сброшенными по локальным разломам склонами.

Активные геологические структуры Чуйско-Курайской зоны межгорных впадин – крупнейшие диагональные и широтные разломы, а также некоторые антиклинали нашли четкое отражение в материалах обработки космической информации в виде линеаментов и полей с разными оттенками фототона. Ю.В.Нечаевым с соавторами [1997] было произведено дешифрирование космоснимка (Салют-4, ф.2115, к.1853) этого района с последующей обработкой полученной линеаментной сети по специализированным программам. При обработке дистанционных данных использовалась методика, ранее апробированная при изучении эпицентральных областей сильных землетрясений [Нечаев, Рогожин, 1991, 1992; Нечаев и др., 1993, 1997]. Методика позволяет по материалам тотального дешифрирования разных по размеру линейных элементов на космоснимках оценить удельную длину линеаментов – УДЛ (в условных единицах) для разных глубинных срезов и заданных в разных направлениях профилей. Величина УДЛ, или мера тектонической раздробленности, как ее по-другому называет автор методики Ю.В.Нечаев, в плане подсчитывается в рамках квадратных окон разной величины. При этом обработка материала в окнах все большего размера позволяют оценить УДЛ на все больших глубинах. Этот прием позволяет строить и глубинные карты-срезы, и профили распределения величин УДЛ в разрезе.

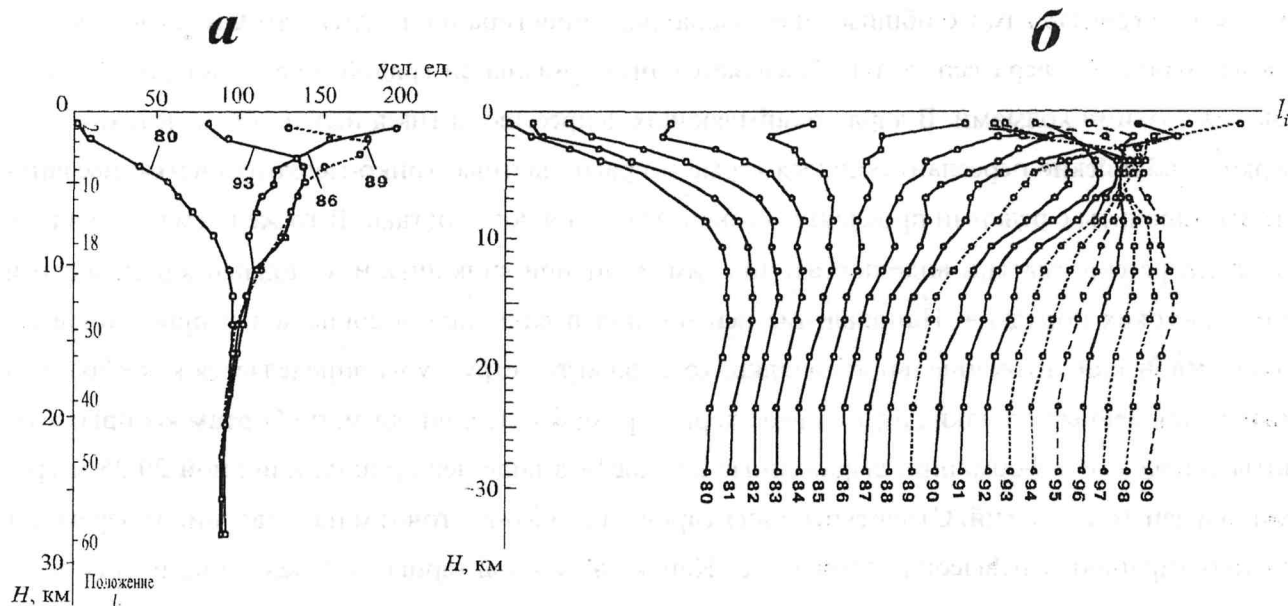


Рис. 16. Кривые изменения параметра тектонической раздробленности с глубиной по профилю 56, пересекающему Курайскую впадину вкострости простирающихся новейших антиклинальных поднятий: *а* – для пикетов 80, 86, 89 и 93 (совмещённые), *б* – для пикетов 80-90 (со смещением на 15 усл. ед.). Расчёты и построение графиков сделаны по авторской программе Н.П.Булатовой (по Ю.В.Нечаеву и др., 1997)

В результате анализа результатов дешифрирования космофотоснимка для участка юго-восточного региона Горного Алтая определена картина тектонической раздробленности на территории западной части Чуйско-Курайской зоны новейших впадин до глубин порядка 20 км [Нечаев и др., 1997], представленная на рис. 16, 17.

На карте изолиний поля тектонической раздробленности в нижней части разреза "гранито-гнейсовой" части литосферы, на глубинном срезе порядка 20 км отражены региональные закономерности строения верхних горизонтов коры. Повышенные значения поля (более 90 усл. ед.) образуют линейную близмеридионально ориентированную, слегка дугообразно изогнутую (с выпуклостью к юго-западу) аномальную область, протягивающуюся от района слияния рек Талгура и Чаган (с.Бельтир) на крайнем юго-востоке территории до верховьев р.Сарыачик на северо-западе. Ширина этой области колеблется от 25-28 км на крайнем юго-востоке до 15-18 км в своей северной части при протяженности более 50 км (см. рис.17).

Курайская впадина на этом глубинном срезе приурочена к пережому названной аномальной области с разными абсолютными значениями самого поля (95 и 110 усл. ед.). Сама аномальная зона здесь распространяется до верховий р.Чибитки, охватывает северо-восточное продолжение Курайской зоны – Сарылукульское понижение с расположенной в восточной её части и описанной выше Сарыачинской структурой.

На глубинах порядка 13 км с положительными аномалиями поля тектонической раздробленности связано расположение корней существующих новейших и вновь зарождающихся антиклинальных поднятий. Они приурочены к межгорным впадинам и, в первую очередь, к

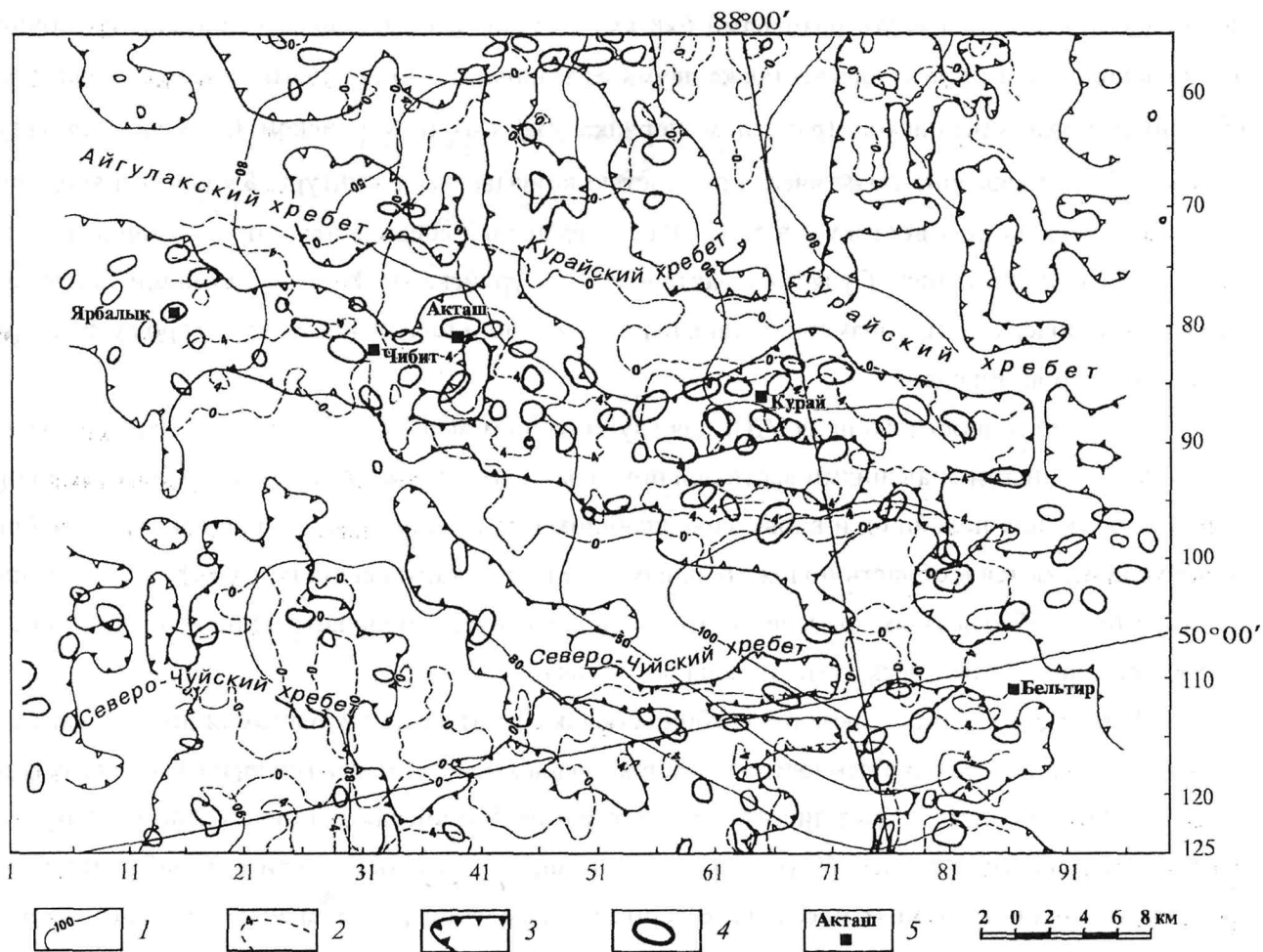


Рис. 17. Новейшие антиклинальные поднятия и предполагаемые поля напряжений района Курайской впадины и её обрамления по результатам обработки космических снимков [Нечаев и др., 1997]

1 – изолинии поля тектонической раздробленности (L_{40}), отвечающие глубинному срезу порядка 20 км и характеризующие особенности регионального поля напряжений (положительный горизонтальный градиент – направление сжатия); 2 – изолинии разностного поля тектонической раздробленности (L_{26-30}), отвечающее глубинам порядка 13 км и характеризующее особенности локального поля напряжений (обусловившего развитие структур типа Курайской впадины и долины р.Чуи); 3 – области потенциальной возможности развития новейших антиклинальных поднятий, выделенные по положительным аномалиям вертикального градиента (L_{10-12}) на глубинном срезе порядка 5 км; 4 – области распространения локальных, аномально высоких (более 120 усл.ед.) значений поля тектонической раздробленности L_2 (глубинный срез порядка 1 км), отвечающие областям проявления детальных полей напряжений, ответственных за формирование новейших антиклинальных поднятий (приведены только те аномалии L_2 , которые соответствуют областям положительных вертикальных градиентов поля L_{10-12} на глубинном срезе порядка 5 км); 5 – населённые пункты

долине р.Чуи. Здесь выделяются две самостоятельные области близширотного простирания, характеризующиеся повышенными значениями вертикального градиента значений УДЛ и разделяющиеся близмеридиональными разрывными нарушениями, проходящими в 2-3 км восточнее пос.Акташ.

Западная аномальная область представлена двумя повышенными аномалиями значений показателя тектонической раздробленности: Ярбалькской (в пределах изучаемой площади рас-

положена её восточная часть размерами 6×8 км) и Акташской (размером 5×6 км). Восточная аномальная область представлена также двумя отдельными аномальными зонами: сложно построенной Южно-Акташской (размером порядка 4×8 км) и Курайской (размером порядка 8×14 км). Последняя зона практически полностью вписывается в контуры Курайской впадины, прослеживается далее к востоку и в виде узкого перешейка соединяется с продолжающей ее на восток Чуйской аномалией. Судя по характеру поля, Курайская и Чуйская аномалии также разделяются на поверхности близмеридиональным разрывным нарушением, по которому фиксируется правосторонний сдвиг.

На карте разностного поля УДЛ для глубины 5 км выделяются площади, характеризующиеся повышенными значениями вертикального градиента, отождествляемые с областями корней существующих новейших и вновь зарождающихся антиклинальных поднятий (рис.18). Они чётко укладываются в область положительных градиентов карты-среза на глубине 13 км и превосходят их по абсолютным значениям, что свидетельствует о положительной тенденции роста вверх зарождающихся новых антиклинальных поднятий.

Для самого верхнего среза (на глубине порядка 1 км) фиксируется самая пёстрая картина поля тектонической раздробленности. Здесь ярко выражены активные геологические структуры северо-северо-западного и близширотного простирания. Курайская впадина в целом характеризуется повышенными (свыше 160 усл. ед.) значениями поля тектонической раздробленности на фоне окружающих её горных массивов. В горном обрамлении впадины значения этого поля не превышают 120 усл. ед. С севера и юга впадина ограничивается цепочками пониженных значений поля (до 40 и ниже усл. ед.), которые хорошо согласуются с известными зонами тектонических нарушений. В пределах самой впадины Центрально-Курайская антиклинальная гряда выделяется цепочкой изолированных аномалий поля, имеющих максимальные (свыше 160-180 усл. ед.) значения поля тектонической раздробленности (см. рис.18). Ещё две антиклинальные гряды выделяются по характеру поля в южной и юго-западной частях впадины. Это Южно-Курайская гряда и Ештыкёльская депрессия, соответственно. Группы антиклинальных поднятий разделяются областью (размерами порядка 3×10 км), лежащей в осевой части Курайской впадины, где по результатам настоящих исследований антиклинальных поднятий нет ни на поверхности, ни на глубине. Зоны трассирующихся на поверхности разломов северо-северо-западной и широтной ориентировок выделяются в виде цепочек узко локализованных пониженных значений поля УДЛ (менее 60-40 усл. ед.).

Таким образом, области зарождения новых и формирования существующих, новейших антиклинальных поднятий выделяются положительными значениями вертикального градиента поля тектонической раздробленности и фиксируются в верхней части разреза с глубин порядка 15-19 км. Существующие поднятия типа форбергов фиксируются в верхней 5-километровой толще и характеризуются аномальными значениями поля тектонической раздробленности. Кроме того, анализ карты и графиков изменения вертикального градиента поля тектонической раздробленности выявил картину наложения близширотных структур альпийской активизации

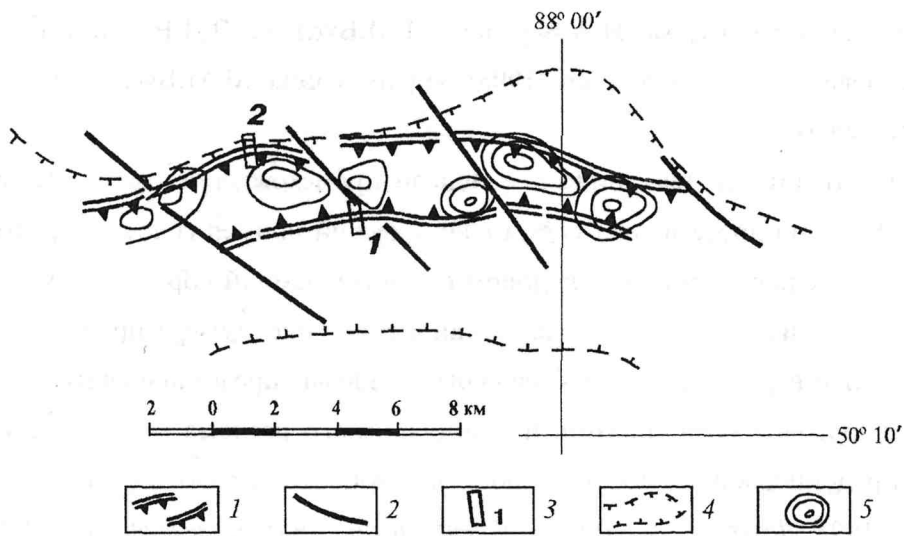


Рис. 18. Выраженность новейших антиклинальных поднятий в особенностях поля тектонической раздробленности верхней части разреза Курайской впадины [Нечаев и др., 1997]

1 – новейшие антиклинальные поднятия, зафиксированные настоящими работами; 2 – разрывные нарушения по геологическим данным; 3 – канавы, пройденные для отбора образцов палеопочв и их номера; 4 – область положительных аномалий градиента L_{10-12} (ответающие глубинному разрезу порядка 5 км), в пределах которых возможно формирование новейших антиклинальных поднятий; 5 – положительные локальные аномалии вертикального градиента $L_{2.4}$ (изолинии проведены через 20 усл. ед.), отвечающие глубинному срезу порядка 1.5 км и характеризующие места выхода новейших антиклинальных поднятий на поверхность

(верхняя часть разреза – до 10-15 км) на существенно меридионально ориентированную зональность подвижной области (нижняя часть разреза – глубже 10-15 км) [Нечаев и др., 1997].

Завершая характеристику новейшей структуры, можно сказать, что новейший план Чуйско-Курайской зоны имеет достаточно сложный характер. Его формирование определено расположением в структурном узле активизированных в кайнозойе глубинных разломов палеозойского заложения субширотной и северо-северо-западной ориентировок, что определяет простираание основных структур в центральной части зоны. По мере удаления от центральной области депрессий, на флангах, наряду с этими основными структурными направлениями, появляются пликативные и разрывные структуры с признаками очень молодых движений, ориентированные на северо-восток и запад-северо-запад. Причём нарушения всех структурных направлений, находят четкое отражение в материалах обработки космических снимков.

3.2. Телецкий грабен

Телецкий грабен расположен на стыке структур Горного Алтая и Западного Саяна.

Вопросам геологического строения и истории развития Телецкого озера посвящены работы А.Б.Дергунова [1967], Л.А.Орловой, В.В.Бутвиловского [1991], А.М.С.Sengor et al. [1993], Н.А.Берзина [1994], М.М.Буслова и др. [1995], М.М.Буслова, М.Синтубина [1995], Е.В.Деева, Е.М.Высоцкого, И.С.Новикова, А.А.Мистрюкова [1995], Д.Дельво, Е.М.Высоцкого, Ж.Клеркса

и др. [1995], Н.Л.Добрецова, Н.А.Берзина, М.М.Буслова, В.Д.Ермикова [1995], В.С.Селезнёва, В.Н.Николаева, М.М.Буслова и др. [1995], М.Синтубина, М.М.Буслова и др. [1995], M.V.Allen et al. [1995] и других.

Существуют две тектонические модели происхождения озера. По мнению П.М.Бондаренко [1971], озеро представляет собой классический пример грабенообразной впадины, расположенной в зоне растяжения на сводовом поднятии земной коры. Согласно другой модели, получившей развитие в последние годы, в районе Телецкого озера происходит сочленение долгоживущих зон северо-восточного Саянского разлома, представляющего собой левосторонний сдвиг со взбросовой компонентой, и Шапшальского разлома западно-северо-западной ориентировки, представляющего собой взброс с компонентой правостороннего сдвига [Лукина, 1991; Деев и др., 1995; Дельво и др., 1995; Добрецов и др., 1995; Селезнёв и др., 1995; Мельников и др., 1998]. Депрессия Телецкого озера соединяет эти две разломные зоны и рассматривается как локальная новейшая структура растяжения типа "pull-apart basin", образовавшаяся на месте древней Телецко-Башкауской зоны смятия [Синтубин и др., 1995]. Тектоническая схема района Телецкого озера представлена на рис.19.

Структура и отложения грабена Телецкого озера говорят о его заложении в течение второй половины этапа новейшей активизации. При этом образование грабена происходило в две стадии. На первой стадии произошло зарождение южной части грабена и постепенное распространение структуры раздвига к северу (средний плейстоцен). Во вторую стадию состоялось оформление современного облика структуры (поздний плейстоцен - голоцен) [Девяткин, 2000].

Меридиональная часть грабена представляет собой длинную (50 км), узкую (4-5км) и глубокую впадину, заполненную 250-320-метровой толщей воды. Общая амплитуда вертикальных перемещений центральной части грабена относительно бортов в течение кайнозоя оценена в 2800-1800 м [Дельво и др., 1995].

Новейшую структуру грабена Телецкого озера определяют несколько главных систем разломов, проявленных на шести участках по-разному (рис.20).

В северной части изучаемой территории особенности рельефа и неотектонической структуры обусловлены взаимодействием Саянской и Кузнецко-Алтайской разломных зон. Наиболее ярко влияние разломной тектоники на рельеф проявляется по обоим бортам долины р.Камги, которая сама представляет собой ступенчатый грабен. Кроме того, в рельефе проявлена также система более молодых разломов северо-западного простирания.

В долинах рек Куркуре, Мал. Чили, Кокши и на водоразделах рельеф контролируется разломными зонами северо-восточного простирания, широко проявленными к северу от этого участка, и разломами северо-западного простирания, более развитыми к югу. Вертикальные амплитуды новейших относительных смещений по разломам этой части грабена оцениваются в 100-500 м.

В южной части грабена морфология рельефа и неотектоническая структура имеют совершенно другой характер. Более того, различное строение имеют восточный и западный берега озера.

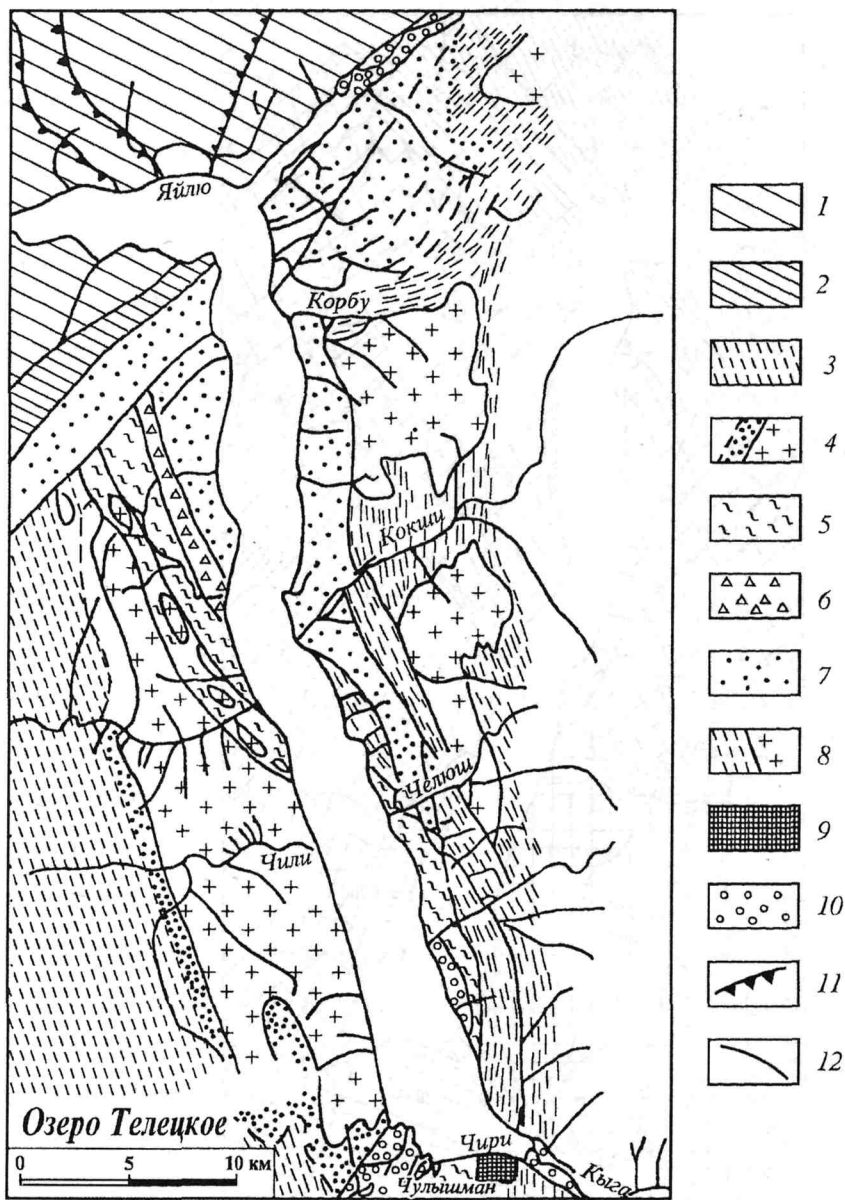


Рис. 19. Тектоническая схема района Телецкого озера (по М.Синтубину, 1995)

1, 2 – Горно-Алтайский комплекс: 1 – додевонские образования; 2 – девонские образования; 3-9 – Западно-Саянский комплекс: 3, 4 – Телеский блок: 3 – позднерифейские зелёные сланцы, 4 – допозднедевонский Алгынтауский массив; 5, 6 – Телецко-Башкауская зона смятия: 5 – бластомилониты, 6 – тектонические брекчии, 7-9 – Западно-Саянский блок: 7 – кембрийско-раннеордовикские терригенные породы, 8 – позднедевонско-раннекаменноугольные гранитогнейсовые купола, 9 – допозднедевонские массивы габбро; 10 – четвертичные озерные террасы; 11 – надвиги; 12 – прочие разломы

В возвышенных частях Абаканского хребта (район рек Челюш и Тузакту) признаки голоценовой тектонической активности имеет система разломов северо-западного простирания, отражённая в деформациях позднеплейстоценовых ледниковых форм рельефа. Ближе к озеру, на западном склоне Абаканского хребта, наиболее важным структурным элементом является система разломов северо-северо-западного протирания. На склоне хребта установлено наличие

Разломы одной из них имеют субширотное простирание и амплитуды вертикальных смещений в новейшее время порядка 100-200 м. Разломы второй системы характеризуются субмеридиональным простиранием и амплитудами смещений по отдельным нарушениям 100-300 м. Разломы меридионального простирания проявлены в виде линейных депрессий, прослеживающихся далеко на запад и на юг от этого участка.

Южная оконечность озера контролируется системой разломов восточно-северо-восточного простирания. Один из разломов формирует собственно южный борт впадины и имеет ограниченную протяжённость. Второй, очевидно, входит в состав основных тектонических элементов, контролирующих блоковую структуру данной части Телецкого грабена. Между этим разломом и озером расположена долина р.Кыги, которая вложена во второстепенный, оперяющий грабен, ограниченный еще двумя разломами, на этот раз северо-западного простирания.

Для южной части Телецкого грабена характерно, что оба берега озера имеют различную неотектоническую структуру, выраженную в морфологии рельефа. Более того, конкретные линеаменты и разломы не могут быть прослежены с одной стороны озера на другую, что предполагает различное выражение неотектонических процессов вдоль обоих бортов Телецкого грабена. Следует отметить, в южной части озера берега характеризуются различным геологическим строением: западный берег сложен массивными гранитоидами, а восточный – метаморфическими породами зоны смятия.

Свидетельства современной активной тектоники наблюдались авторами на нескольких участках по берегам Телецкого озера. Среди них – неотектонические уступы, морфологические линеаменты, а также небольшие разломы и трещины в позднеплейстоценовых породах озёрных террас. Меридиональная часть Телецкого озера ограничена крутыми склонами, имеющими типичную морфологию молодых тектонических уступов, которые характеризуются наличием треугольных фасет, тектонических ступеней. Очень типичен в этом отношении северо-восточный береговой склон меридионального сегмента озера, состоящий из треугольных фасет, в верхней части которых обнажаются коренные породы в виде тектонических уступов высотой 20-30 м.

На противоположном, западном берегу озера резкий перегиб склона свидетельствует о наличии разлома, отделяющего мыс Ежон. В своей южной части депрессия Телецкого озера замыкается крутым уступом восточно-северо-восточного простирания. Единый грабен разделяется здесь на два ответвления: вдоль р.Кыги на юго-восток и вдоль р.Чульшмана на юго-запад. Через несколько километров от устья долина р.Кыги резко подворачивает, и далее её простирание контролируется хорошо выраженным линеаментом восточно-северо-восточного простирания [Дельво и др., 1995].

Для северной, субширотно ориентированной части озера тектоническая обусловленность геоморфологических структур выражена менее чётко. В районе пос.Артыбаш определены факты молодых сбросо-правосдвиговых смещений вдоль наклонных разломов западно-северо-западного простирания, происходящих в условиях растяжения системы по-разному ориентированных блоков.

3.3. Уймонско-Джасаторская зона опусканий

Уймонско-Джасаторская зона расположена в пределах Юго-Восточного и Центрального Алтая. Катунское поднятие разделяет единую зону относительных опусканий на две крупных подзоны: Самахинско-Джасаторское понижение (депрессия), расположенное в юго-восточной части, и Уймонскую впадину – в северо-западной части Горного Алтая.

Самахинско-Джасаторская депрессия

Новейшая структура Самахинско-Джасаторского понижения представляет собой неширокую тектоническую депрессию, протягивающуюся в широтном направлении между Чуйско-Сайлюгемским поднятием и Укокским сводом.

В структурном отношении понижение совпадает с серией сближенных субпараллельных новейших разломов, ограничивающих северную часть Холзунско-Чуйского антиклинория. В рельефе эту новейшую отрицательную структуру составляют мелкие впадины в верховьях рек Тархата и Джасатор, а также долина р. Джасатор и Самахинская впадина. Общая длина депрессии около 120 км, ширина – 10-15 км. Суммарная амплитуда относительного прогибания в новейшее время составляет 1000-1500 м. Борты понижения обрамлены тектоническими нарушениями. Местами они имеют вид денудационных уступов высотой 250-300 м [Девяткин, 1965].

Молодая структура заложена на палеозойском цоколе, сложенном почти на всём протяжении, кроме самой восточной её части, ритмично переслаивающимися флишеидными терригенными породами катунской свиты верхнего кембрия, прорываемыми гранитными интрузиями пермского возраста [Геологическая ..., 1962].

Наиболее глубокая часть депрессионной структуры – Самахинская впадина – выполнена палеоген-неогеновыми и четвертичными отложениями значительной (до 150 м) мощности. Эта впадина представляет собой оборванный субширотным разломом односторонний прогиб, в котором расположена часть долины р. Коксу.

Восточная часть Самахинско-Джасаторского понижения, используемая долиной р. Джасатор, представляет собой древний грабен, выполненный аллювиально-озёрными, гляциальными и флювиогляциальными отложениями олигоцен-четвертичного возраста [Геологическая ..., 1962]. Характерным для Самахинско-Джасаторской структуры является обилие моренного материала, отложенного ледником позднеплейстоценового оледенения, распространение которого наблюдается до уровня 500 м над тальвегом [Девяткин, 1965].

Во внутренней части депрессии на левом и правом бортах р. Джасатор представлена система разломов северо-западного, северо-восточного, близширотного и близмеридионального направлений, активный характер которых проявлен в образовании уступов-эскарпов на склонах, в коленообразных перегибах основного русла реки Джасатор и его притоков. Активные деформации в виде трёхступенчатого сброса осложняют кромку моренного плато на правом борту р. Таньгыт. Здесь сместители ориентированы на северо-запад с крутым (85°) углом падения в южных румбах в сторону долины р. Джасатор и амплитудой перемещения порядка 4-5 м.

На левобережье р.Джасатор деформациям, сопровождающим активный разлом, подвергся коренной склон, сложенный переслаивающимися песчаниками и алевролитами флишовой катунской свиты верхнего кембрия. Деформации выражены в виде своеобразной “черепаховой структуры” – склона, разбитого разрывами, ориентированными по трём основным направлениям: меридиональному, северо-западному и северо-восточному. Наблюдается также ряд блоковых оползней.

Разломы выражены в рельефе склона в виде грабенообразных депрессий с крутыми бортами-эскарпами. Нарушенная поверхность склона имеет вид “бараньего лба”, достаточно сглаженного ледниковой деятельностью позднечетвертичного времени. Видимо, грабенообразные приразломные рвы возникли после того, как последний ледник покинул эту часть Алтая. Это разрывообразование могло произойти не ранее 1200 лет тому назад.

В устьевых участках притоков (например, р.Акалахи в районе с.Беляши) отмечается интерференция разломов близмеридионального и близширотного направлений.

Возраст наиболее древних из сохранившихся четвертичных разрывных дислокаций условно определяется границей верхнего плейстоцена и голоцена по взаимоотношению одного такого тектонического рва западно-северо-западной ориентировки, расположенного примерно в 1 км к западу от устья р.Жумалы и нарушаемой им 80-метровой речной террасы позднплейстоценового возраста. Есть признаки неоднократности проявления таких разрывных смещений в голоцене.

Уймонская впадина

Уймонская новейшая впадина расположена между наиболее высокими хребтами Центрального Алтая – Катунским и Теректинским. Впадина вытянута с запада на восток на 55 км. Системой невысоких гряд котловина делится на три неравные части: собственно Уймонскую впадину, имеющую до 10 км в ширину и 35 км в длину, и две малые – Катандинскую и Тюнгурскую. Плоская поверхность днища впадин повышается с юга на север, к подножию Теректинского хребта от 850-900 до 1100-1150 м. Уймонская котловина с севера и юга отчётливо ограничена выраженными в рельефе тектоническими уступами. Современная депрессия заложена на периферии Теректинского горстового выступа протерозоя, представленного кристаллическими сланцами теректинской свиты [Геологическая ..., 1973].

В пределах Уймонской впадины выделены и изучены многочисленные активные голоценовые геологические структуры, имеющие как западно-северо-западное, так и субмеридиональное простирание. Самой яркой структурой западно-северо-западной ориентировки является Чарышско-Теректинский разлом, детально описанный в работах К.Л.Волочковича [1961], Е.В.Девяткина [1965], В.А.Кузнецова [1967]. В современном рельефе этот крупный дизъюнктив выражен в виде многоступенчатого сброса северного обрамления впадины. При этом крутой юго-западный склон Теректинского поднятия поднимается над прилегающей Уймонской впадиной на высоту 1400-1600 м.

Субмеридиональное структурное направление представлено серией антиклинальных гряд, образованных отдельными, не всегда соосными антиклинальными складками. В рельефе гряды выражены в виде валов, состоящих из цепочек слившихся друг с другом продолговатых холмов различной высоты и ширины. Крутизна склонов не превышает 20-25°. Так, например, в 12 км к востоку от с. Усть-Кокса расположен субмеридиональный вал, воздымающийся относительно плоского дна впадины на 4-5 м. Ширина вала по основанию 10-15 м. Южная часть вала пересекается Уймонским трактом. В 1 км к востоку от него расположен другой более длинный вал, ориентированный с юго-юго-запада на северо-северо-восток. По-видимому, эта структура была упомянута ещё В.А.Обручевым [1914] как флювиогляциальное образование типа оза. В качестве оза гряда описывалась рядом последующих исследователей. К востоку, в полукилометре от "Вала Обручева" и к северу от тракта располагается ещё целая серия пологих склоновых гряд длиной не более 200-250 м и высотой 2-3 м.

Авторами настоящей работы было детально изучено строение "Вала Обручева" в карьерах, где добывают песок и гравий. Вблизи автотракта вал слабо выражен в рельефе, а чёткую форму приобретает севернее и южнее дороги, достигая высоты 3-4 м, при ширине по основанию до 20 м. Центральная часть его представляет собой ядро молодой антиклинали, сложенное аллювиально-озёрными осадками среднего-плейстоцена (рис.21). Ядро складки в западной части осложнено сбросом, нарушающим переслаивающиеся озёрные тонко-мелкозернистые пески и суглинки среднеплейстоценового возраста. Падение пород не выдержано. Оно изменяется от юго-восточного в западной части вала до северо-восточного на восточном крыле складки. Углы падения 20-25°. Озёрные осадки перекрываются голоценовыми делювиально-пролювиальными палевыми суглинками.

Формирование структуры "Вала Обручева" можно представить следующим образом. Первая и вторая стадии деформаций проявились после образования озерных осадков – в среднем плейстоцене. В первую стадию произошло воздымание центральной части гряды, сопровождаемое сбросовыми деформациями. Для второй стадии характерен режим медленного опускания с образованием новых горизонтов озёрных горизонтально залегающих суглинков. На третьей, позднеплейстоцен-голоценовой стадии развития вала произошло возобновление положительных движений, продолжение роста антиклинали и смещения по осложняющему ее сбросу [Платонова, 1999¹⁻³]. В конце стадии произошло отложение покровных суглинков. Деформации самой последней стадии активизации имеют, по-видимому, импульсный, сейсмогенный характер. Удаётся установить совсем молодой возраст одной такой подвижки – 850±40 лет (ГИН 9451).

На северном окончании валов в ядрах антиклинальных складок обнажаются сильно метаморфизованные вулканы вендского возраста. В южном направлении, на правом берегу р.Катуни валы сливаются с меридионально ориентированными выступающими хребтами горного обрамления впадины. Эти выступы сложены терригенными породами нижнего-среднего кембрия (мыс Старушечий в юго-восточной части впадины) и метаморфизованными вулкано-

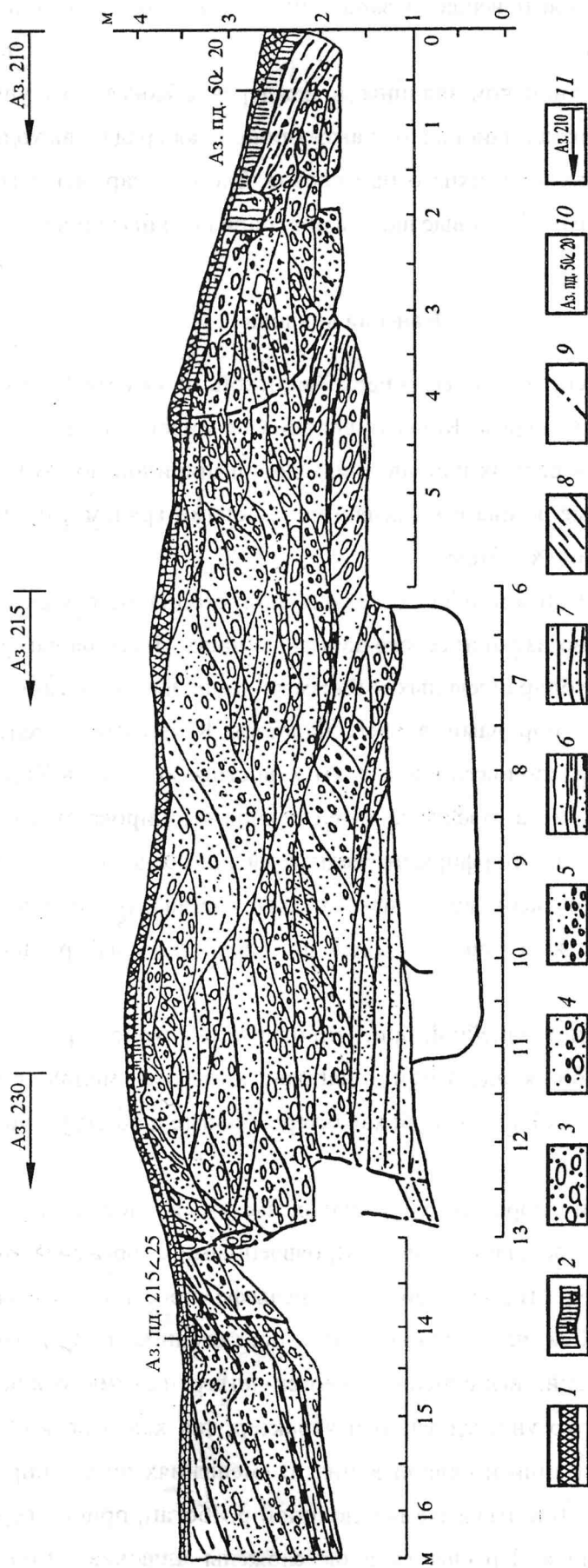


Рис. 21. Геологический разрез складки антиклинальной гряды в Уймонской впадине «Валя Обручева» (составила С.Г.Платонова)

1 – почва чёрная; 2 – почва серая с включениями древесно-щебеннистого материала; 3-5 – аллювиальные отложения; 3 – песчано-гравийные, 4 – песчано-гравийно-галечные, 5 – гравийно-песчаные; 6-7 – озерные отложения; 6 – пески с прослоями шлов, 7 – пески; 8 – покровные суглинки; 9 – тектонические нарушения; 10 – элементы залегания; 11 – ориентировка разреза

генно-осадочными отложениями венда (в западной части). Для последних типична сложная многопорядковая складчатость.

В западной части Уймонской впадины, в междуречье Кокса - Катунь, западнее с.Усть-Кокса также существует близмеридиональная антиклинальная гряда с выходами в центральной части метаморфических сланцев верхнего протерозоя. Здесь обнаружены голоценовые пликативные и хорошо выраженные сбросовые нарушения, параллельные ориентации всей гряды.

Канская впадина

Канская впадина расположена севернее Уймонской, на высоте 1100-1200 м и значительно уступает последней по размерам. Канская впадина не имеет чётких границ и представляет собой систему ветвящихся в разных направлениях долин шириной до 8-10 км. Долины имеют плоские, часто заболоченные днища и разделяются пологими грядами, постепенно сливающимися с окружающими впадину хребтами.

Молодая структура Канской и Уймонской впадин сходна, но в Канской впадине она более сложна. Авторы детально изучили её юго-западную часть. Здесь на фоне пологого дна котловины выступает серия субпараллельных - близмеридиональных холмов – антиклинальных гряд, ядра которых сложены породами нижнего палеозоя. К примеру, в центральной части антиклинальной структуры, расположенной в 8 км к востоку от с.Усть-Кан вдоль автотрассы Усть-Кан - Ябоган, выходят метаморфизованные сложнодислоцированные известняки верхнего ордовика, прорываемые гранит-порфирами среднего-позднего девона. В ядре складок в 4 км юго-восточнее с.Озёрное обнажены вулканиты кислого состава, резко несогласно залегающие на терригенных породах нижнего силура. Последние представлены кремнями, алевролитами, конгломератами.

Характерно совпадение линейной ориентировки структурного рисунка в породах девона, подвергшихся герцинской складчатости, с направлением осей молодых антиклиналей. Новейшие антиклинали имеют их наложенный характер относительно структур в толщах каледонского структурного этажа (рис.22, 23).

Выходы палеозойских пород в центральных частях складок имеют характер молодых горст-антиклиналей и сопровождаются чётко проявленными сбросами субмеридиональной и западно-северо-западной ориентировок (рис.24). В рельефе сбросы выражены в виде невысоких эскарпов высотой до 1.5-2.0 м, часто значительной протяжённости. В других случаях они обрамляют линейные депрессии, выполненные неоген-четвертичными осадками. Субмеридиональные разломы имеют ярко унаследованный характер, так как нередко вскрывают однонаправленные зоны лимонитизации и окварцевания. В смещениях по субширотным дизъюнктивам, судя по подвороту хребтов, разделяемых долиной р.Ябоган, присутствует горизонтальная праводвиговая составляющая. Крылья складок сложены аллювиально-озёрными осадками четвертичного возраста [Платонова, 1999¹⁻³].

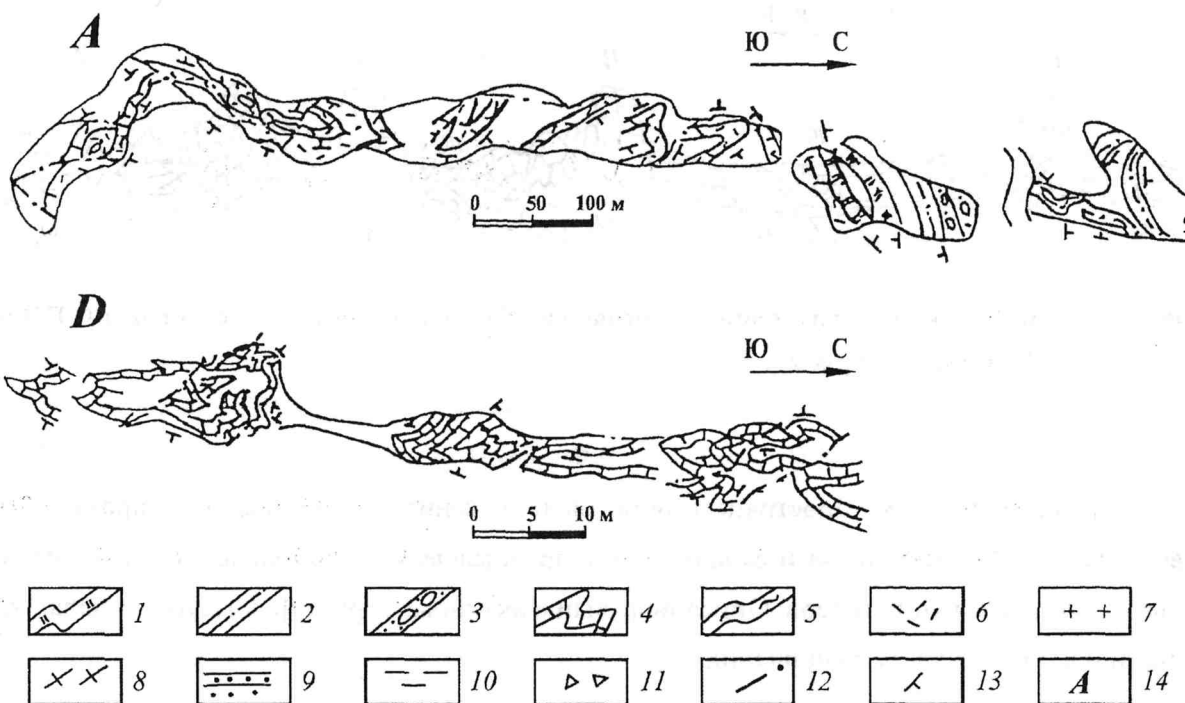


Рис. 22. Соотношение структурного плана палеозоя и кайнозоя в пределах центральных частей молодых горст-антиклиналей Канской впадины: в 4 км к юго-востоку от с.Озёрное (А) и в 8 км к востоку от с.Усть-Кан (D) (см. рис.23) (составила С.Г.Платонова)

1-3 – отложения нижнего силура: 1 – кремни, 2 – алевролиты, 3 – конгломераты; 4-5 – отложения верхнего ордовика: 4 – известняки, 5 – алевролиты; 6 – лавы кислого состава среднего девона; 7 – гранит-порфиры среднего-позднего девона; 8 – пролювиально-делювиальные отложения неогена; 9-11 – четвертичные отложения: 9 – аллювиально-озёрные, 10 – болотно-озёрные, 11 – делювиально-пролювиальные; 12 – тектонические швы; 13 – элементы залегания; 14 – молодые горст-антиклинали в пределах профиля

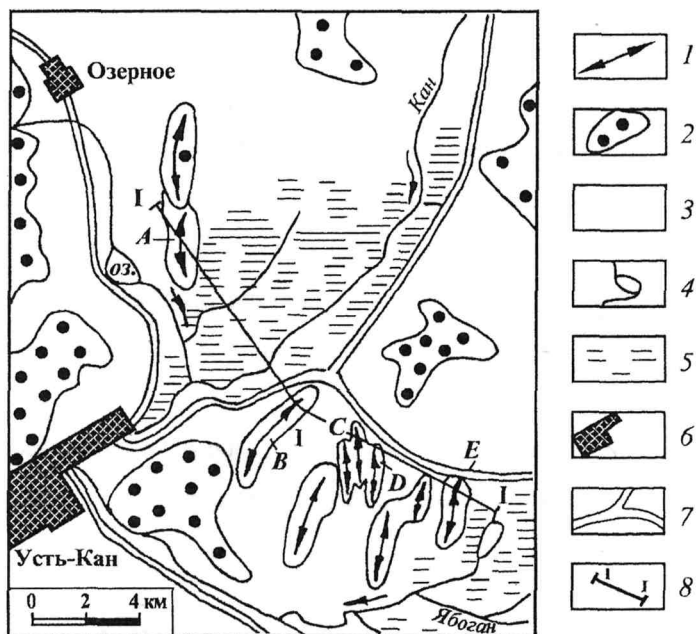


Рис. 23. Схематическая структурная карта юго-западной части Канской впадины (составила С.Г.Платонова)

1 – оси молодых антиклиналей; 2 – выходы палеозойских пород; 3 – отложения кайнозоя; 4 – гидросеть; 5 – болота; 6 – населённые пункты; 7 – автодороги; 8 – линия геолого-геоморфологического разреза

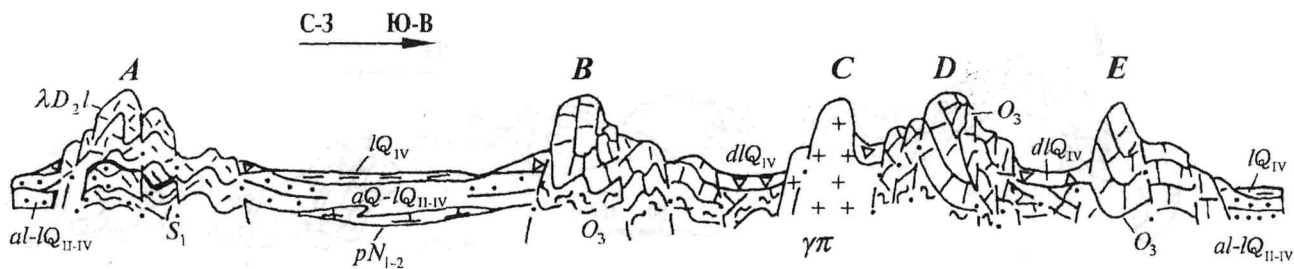


Рис. 24. Схематический геолого-геоморфологический профиль по линии I-I (составила С.Г.Платонова).
(Условные обозначения на рис.23)

Таким образом, пространственное расположение и качественные характеристики новейших активных разломов и складок дают представление о направлении развития современных тектонических процессов. Описанные выше активные структуры часто оказываются активными и в сейсмическом отношении.