

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/297486862>

Cenozoic strike-slip tectonics in Altai

Article · January 2001

CITATIONS

7

READS

77

1 author:



Igor S. Novikov

Russian Academy of Sciences

52 PUBLICATIONS 504 CITATIONS

SEE PROFILE

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



History of the geological development northern part of the Salair Ridge and the Kolyvan-Tomsk folded zone (within the boundaries of the Novosibirsk Region): unresolved issues. [View project](#)



The fold-nappe structure of Salair (south part of Western Siberia): the history of geological development, from the paleocean to the neotectonic activation, and the modern deep structure [View project](#)

ТЕКТОНИКА

УДК 551.4+551.24

КАЙНОЗОЙСКАЯ СДВИГОВАЯ СТРУКТУРА АЛТАЯ

И. С. Новиков

Институт геологии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

Обзор данных по строению горных сооружений Алтая позволяет предложить следующую геодинамическую модель региона. Горные сооружения Алтая сформировались в ходе дробления и растекания коровых масс на южной и западной границах Монгольской микроплиты в поле регионального сжатия, возникшего в результате вдавливания Индостана в Евразию. Сформировались области преимущественного течения масс в северо-западном и восточном направлениях. В протяженных сдвиговых зонах происходило также поперечное укорочение земной коры, сопровождавшееся погружением поверхности Мохоровичича и увеличением высоты горных сооружений. Рост горных хребтов происходил по взбросам (реже надвигам), наряду с преобладающими по амплитудам сдвиговыми перемещениями по основным разломам. Вертикальные перемещения по отдельным разломам составили 3—4 км, горизонтальные до 20—40 км. На северо-западном фланге сдвиговых зон в пределах Русского Алтая происходит частичное поглощение сдвиговых амплитуд за счет расщепления основных разрывов на разломы северного, представленные сбросами и раздвигами, и западного простирания, представленные преимущественно взбросами. Увеличение площади горных сооружений происходило за счет дробления и вовлечения в воздымание краевых частей устойчивых блоков обрамления. Судя по проявлениям современной сейсмической активности, сосредоточенным вдоль основных разрывных границ Алтая, процесс, начавшийся в олигоцене и резко активизировавшийся в конце неогена, продолжается и в настоящее время.

Кайнозойский орогенез, сдвиги, неотектоника, Алтай.

CENOZOIC STRIKE-SLIP TECTONICS IN ALTAI

I. S. Novikov

The geodynamic framework of the Altai mountainous province has been modeled on the basis of structural data. The Altai mountains formed by brittle deformation and plastic flow of crustal material at the southern and western boundaries of the Mongolian microplate in the field of regional compression caused by the India-Eurasia collision. Two principal flows were directed northwestward and eastward. Crustal shortening occurred in elongate strike-slip zones and was accompanied by subsidence of the Moho and growth of mountains. The latter occurred along reverse faults (or, less often, along thrusts) or was associated with large-magnitude motions on major strike-slip faults. Cenozoic vertical offset along individual faults has been 3—4 km, and the amount of horizontal displacement attains 40 km. In the northwestern segment of the province within the Russian Altai, the amount of horizontal displacement along strike-slip faults has been partially reduced as the major faults split into north-striking tension faults and west-striking reverse faults. The area of mountains increased at the account of marginal parts of stable surrounding blocks involved in the uplifting. As evidenced by the modern seismicity mostly concentrated along the main fault boundaries of Altai, the process that started in the Oligocene and became more active in the latest Neogene continues at present.

Cenozoic orogeny, strike-slip faults, neotectonics, Altai

Алтай представляет собой крупную горную систему, вытянутую в северо-западном направлении более чем на 1,5 тыс. км, ширина которой увеличивается с юго-востока на северо-запад с 50 до 500 км. На юго-востоке ее продолжает Гобийский Алтай, морфологически сходный с юго-восточным окончанием горной системы.

Взгляды на характер и роль тектонических движений в формировании горного рельефа территории неоднократно менялись. На протяжении XIX века все исследователи сходились в том, что хребты Алтая являются результатом палеозойской складчатости [1—3 и др.].

В начале XX века сформировалась точка зрения, что горы Алтая возникли в результате относительно молодых вертикальных блоковых [4] или сводовых движений [5], к 30-м годам сложилось мнение, что сводовое воздымание предшествовало дифференцированным блоковым движениям. До конца 80-х этой модели придерживались большинство исследователей региона [6—13 и др.]. Движения по разломам происходили, как считалось, исключительно в вертикальном направлении. Надвиговые перемещения, наблюдаемые во многих частях горной страны, объяснялись следствием „расползания“ горных сооружений на впадины под воздействием сил гравитации [10, 13]. Слабым местом данной концепции было то, что в ее рамках не было предложено конкретного

механизма, который объяснял бы закономерности рисунка разрывных нарушений и источник восходящих движений земной коры в регионе. Исследователи обходили этот вопрос молчаливо, поскольку не могли привести никаких свидетельств кайнозойской „тектономагматической активизации“, а другие механизмы внутриконтинентального новейшего горообразования не нашли еще признания в научном мире. Единственным исключением являются исследования А. Б. Дергунова, который рассматривал новейшую структуру восточной части Русского Алтая как сочетание сдвиговых зон северо-западного простирания и сопряженных с ними зон растяжения северного простирания [14]. Однако тогда его взгляды не получили признания.

Первым Н. А. Флоренсов указал на ведущую роль горизонтальных перемещений в образовании горного рельефа региона. Выделенные им „байкальский“ и „гобийский“ типы горообразования противопоставлялись по принципу доминирования: при байкальском типе горообразования это расширение межгорных впадин за счет окружающих гор на фоне растяжения, а при гобийском, напротив, — расширение горных сооружений за счет вовлечения в поднятие периферии межгорных и предгорных впадин на фоне сжатия [15]. В дальнейшем эти идеи были использованы в работах отечественных исследователей [16—19 и др.]. Источник горизонтального сжатия региона оставался необъясненным до тех пор, пока не были востребованы идеи Э. Аргана [20] о ведущей роли Индо-Евразийской коллизии в новейшем тектогенезе Центральной Азии [21, 22]. Эта гипотеза явилась катализатором процесса изменения взглядов на морфотектонику всего Центрально-Азиатского региона [23—28 и др.]. На протяжении 90-х годов автором в ряде работ [29—34] разрабатывались частные проблемы горообразования на территории Алтая, что привело его к сходным выводам. В результате сложилась целостная концепция, развивающая и детализирующая современные представления о морфотектонической активизации региона. В ее рамках все основные проявления новейшей тектонической активизации Алтая (рисунок кайнозойских разрывных нарушений в плане и разрезе, характер движений по сейсморазрывам, распределение очагов землетрясений и изменения мощности земной коры) объясняются перемещениями по системе магистральных сдвиговых зон, протягивающихся вдоль всей горной системы. Источником горизонтальных перемещений является сближение, сдвигание и повороты устойчивых блоков земной коры, обрамляющих горную систему, в результате регионального сжатия, вызванного Индо-Евразийской коллизией. Применительно к Алтаю эта точка зрения разделяется далеко не всеми исследователями и в некоторых новейших обзорах неотектоники Евразии прямо утверждается, что упомянутый процесс не имеет какого-либо отношения к формированию его новейшей структуры [35, с. 423]. На наш взгляд, это связано главным образом с тем, что последние достижения в изучении новейшего тектогенеза Алтая еще не достаточно полно отражены в публикациях и данная статья — попытка частично восполнить этот пробел.

УВЕЛИЧЕНИЕ МОЩНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ХОДЕ КАЙНОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ АЛТАЯ

Данные о мощности земной коры отдельных участков рассматриваемой территории содержатся в ряде работ [36—40]. Наиболее достоверные из них о мощности и строении земной коры дает интерпретация результатов глубинного сейсмического зондирования, но в полном объеме такие сведения имеются только для нефтеносных районов Джунгарии и Западной Сибири. Единичные сейсмические профили заходят на территорию Алтая и сопредельных горных сооружений. Они однозначно свидетельствуют об увеличении мощности земной коры по направлению к осевой части горных сооружений Алтая. Геофизические данные свидетельствуют также о наличии зон разрывных нарушений, отделяющих горные сооружения от прилегающих равнин. Два профиля сейсмологических наблюдений в северо-восточной части Русского Алтая пересекли его юго-западную границу, совпадающую в этом месте с Чарским глубинным разломом. По сейсмологическим данным, он прослеживается на глубину до 130 км и падает под горные сооружения Алтая под углом около 70°. Вдоль Калба-Нарымского разлома и Иртышской зоны смятия происходит увеличение глубины поверхности Мохоровичича на 3—4 км и также реконструируются близвертикальные границы до глубин в 40 км [41]. Джунгарский прогиб отделен от окружающих его горных сооружений крупными разломами субширотного и северо-западного простирания. Поверхность Мохоровичича в его пределах залегает на глубине 38—43 км, погружаясь в южном направлении. Под соседними горными цепями она располагается на глубине 43—50 км и более [42]. Мощность земной коры в пределах Бийско-Барнаульской и Кузнецкой впадин составляет менее 40 км, быстро увеличиваясь в пределах горного обрамления до 45 км и более. Наименее достоверны сведения о мощности земной коры для территории юго-восточной части Русского Алтая и горных сооружений Западной Монголии, для которых имеются только очень приблизительные оценки, базирующиеся на гравитационных данных и расчетах, основанных на корреляционной связи осредненного рельефа земной поверхности и рельефа поверхности Мохоровичича. В пределах Алтая максимальная амплитуда рельефа земной

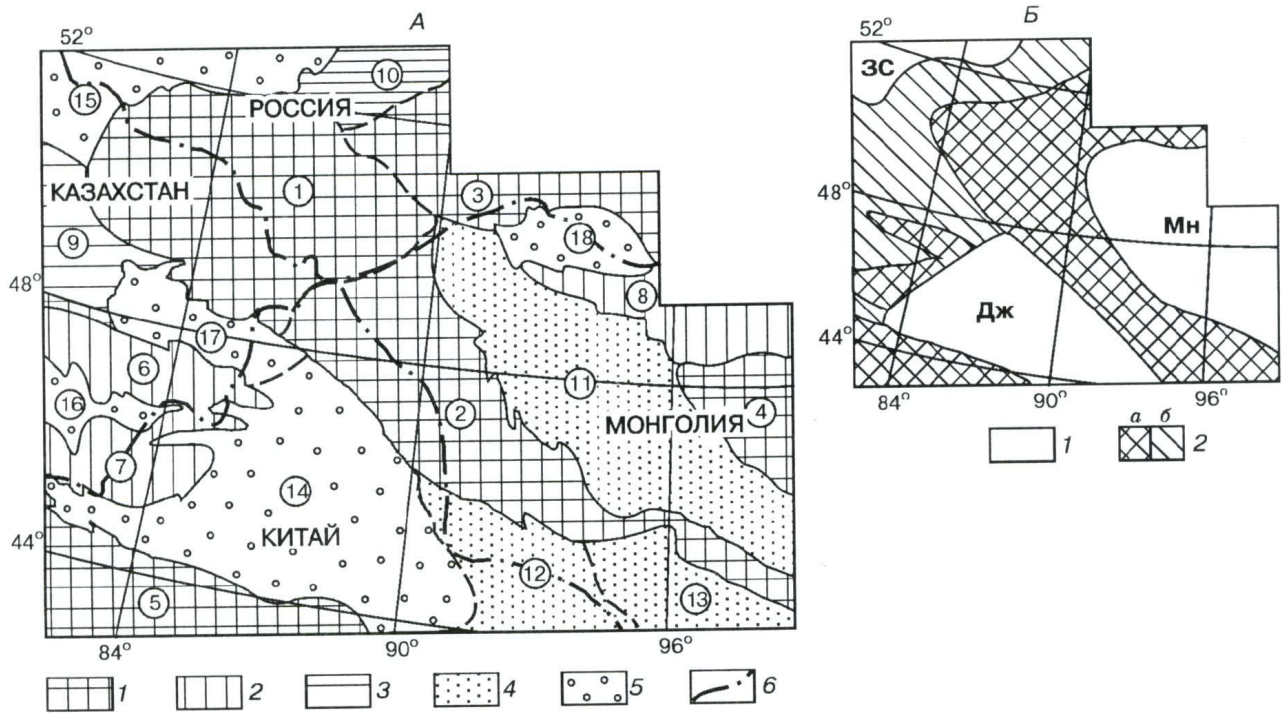


Рис. 1. Основные орографические единицы Алтая и его обрамления (А), литосферные плиты и микроплиты региона (Б).

А: 1 — горные системы: 1 — Русский Алтай, 2 — Монгольский Алтай, 3 — Западный Саян и Тува, 4 — Хангай, 5 — Тянь-Шань; 2 — системы хребтов: 6 — Саур-Тарбагатайская, 7 — Джунгарский Алатау, 8 — Ханхухэй-Болнайская; 3 — низкотерра: 9 — Казахский мелкосопочник, 10 — Салаир; 4 — области чередования хребтов и впадин: 11 — котловина Больших Озер, 12 — Джунгарская Гоби, 13 — Заалтайская Гоби; 5 — равнины и крупные межгорные впадины: 14 — Джунгарская, 15 — Западно-Сибирская, 16 — Балхашская, 17 — Зайсанская, 18 — Убсунурская; 6 — государственные границы.

Б: 1 — плиты и микроплиты: ЗС — Западно-Сибирская, Мн — Монгольская, Дж — Джунгарская; 2 — мобильные зоны с интенсивными (а) и умеренными (б) движениями в позднем кайнозое.

поверхности составляет около 4,4 км, а поверхности Мохоровичича более 20 км. В пределах Русского Алтая в строении рельефа поверхности Мохоровичича выделяются северо-западная и юго-восточная зоны [37]. Северо-западная зона характеризуется глубинами до поверхности Мохоровичича менее 50 км и отметками рельефа земной поверхности менее 1 км. В пределах впадин (Бийско-Барнаульская и Кузнецкая) поверхность Мохоровичича залегает на глубинах 40 км и менее. Разница в абсолютных высотах впадин существенно не влияет на глубину залегания нижней границы земной коры. Юго-восточная часть Русского Алтая характеризуется общим погружением поверхности Мохоровичича в южном направлении до глубины более 60 км. На его фоне отмечается ряд незамкнутых поднятий и прогибов. Последние фиксируются под Калбинским, Теректинским и Катунским хребтами. В пределах Монгольского Алтая также наблюдается увеличение мощности земной коры. В его осевой части поверхность Мохоровичича залегает на глубинах 55—60 км, которые уменьшаются по мере прибли-

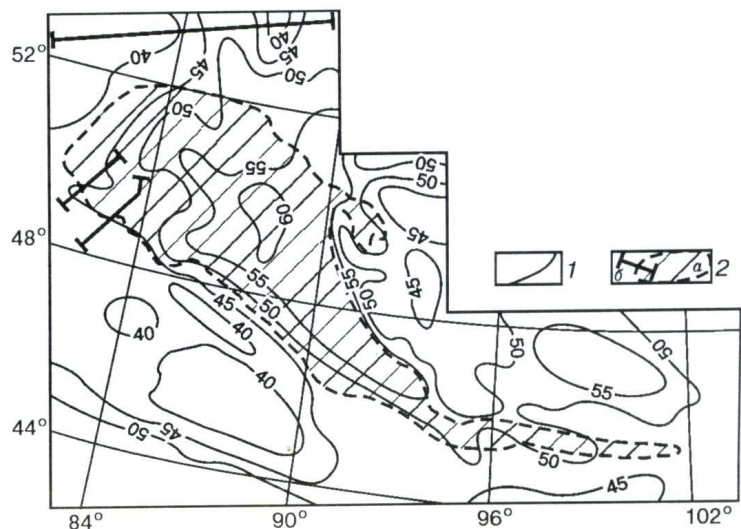


Рис. 2. Глубина залегания раздела Мохоровичича в районе Алтайской горной системы (по [39—42, 53]).

1 — изолинии положения раздела Мохоровичича (цифры показывают глубину залегания (в км) ниже уровня моря); 2 — территория горных сооружений Алтая (а), профили глубинного сейсмического зондирования (б).

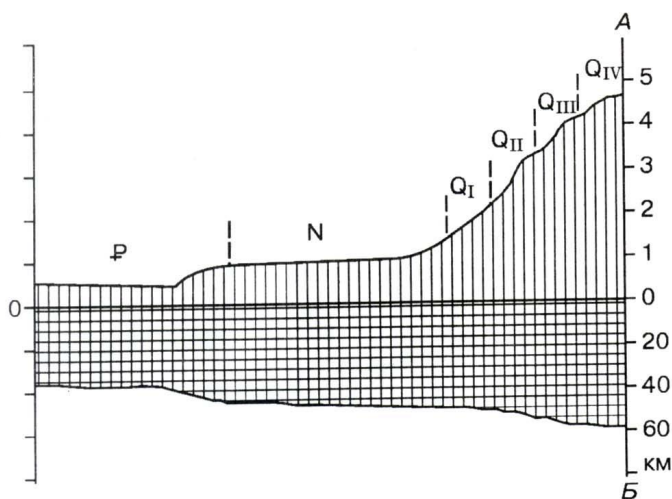


Рис. 3. Схема увеличения мощности земной коры и высоты горных сооружений Алтая в кайнозое.

А — усредненная высота земной поверхности в осевой части Алтая, Б — глубина залегания поверхности Мохоровичича ниже уровня моря; П — палеоген, N — неоген, Q_I — ранний плейстоцен, Q_{II} — средний плейстоцен, Q_{III} — поздний плейстоцен, Q_{IV} — голоцен.

область слаборасчлененного денудационного рельефа, напоминающую современный Казахский мелкосопочник. Мощность земной коры в пределах Алтая тогда составляла, вероятно, около 40 км, как и в примыкающих стабильных областях. Алтай представляет собой мобильную зону, разделяющую относительно более устойчивые блоки земной коры [36] (рис. 1). Сокращение ее площади, происходившее в кайнозое, при сближении блоков обрамления сопровождалось дроблением и растеканием коровой брекчии, увеличением высоты горных сооружений и погружением поверхности Мохоровичича (рис. 2).

Одним из результатов сильного сжатия территории Алтая стало поэтапное увеличение мощности земной коры и высоты горных сооружений, происходившее в период с олигоцена по голоцен с основной фазой в четвертичное время [8, 9 и др.]. Увеличение мощности земной коры происходило, вероятно, синхронно росту горных сооружений (рис. 3).

СЕЙСМИЧЕСКИЕ И СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ СОВРЕМЕННОГО РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ АЛТАЯ

Все молодые горные сооружения, формирование которых интенсивно продолжается, имеют повышенную сейсмичность [44]. В последнем столетии катастрофические землетрясения неоднократно происходили в Монгольском и Гобийском Алтае. В Горном Алтае и в пределах его ближайшего обрамления за период инструментальных наблюдений известны только мелкие и средние землетрясения [45]. Исключением является Зайсанское землетрясение, произошедшее 14 июля 1990 г., с магнитудой около 7,0. Гипоцентр главного толчка находился на необычно большой для региона глубине (35—40 км), что обусловило относительно небольшую площадь на поверхности области 8-балльных сотрясений [46].

Многочисленные следы сильных древних землетрясений, выявляемые во многих местах Горного Алтая в ходе детального геоморфологического картирования, свидетельствуют о высокой сейсмической активности этой территории. Отмечалось, что они имеют вид рвов, поверхностных разрывов и крупных обвалов [31, 32 и др.]. В последние годы в процессе изучения геологических следов землетрясений отмечен существенный прогресс. Полученные данные позволяют предполагать, что в юго-восточной части Русского Алтая неоднократно происходили катастрофические землетрясения с интенсивностью сотрясений на поверхности, соответствующей 9—10 баллам [47, 48 и др.].

Изучение сейсмодислокаций Гобийского и Монгольского Алтая началось сразу после катастрофического Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. Опубликованные материалы этих исследований дают достаточно полное представление о характере современного поля напряжений и основных геодинамических тенденциях в развитии горных сооружений Монгольского и Гобийского Алтая. В настоящее время имеются документальные свидетельства о 36 сейсмических толчках с магнитудой 6 и более, произошедших в пределах региона в исторический период. Подавляющее большинство известных сегодня сейсмогенных разрывов Монгольского Алтая относятся по характеру перемещений по ним к правосторонним сдвигам (часто со взбросовой компонентой смещения). Все они происходят по разломам субпараллельным к простиранию всей горной системы — северо-западному [49—51 и др.]. Основные эпицентральных зоны расположены на границах Русского Алтая с Тувой и Зайсанской впадиной, Монгольского Алтая с Котловиной Больших Озер и Джунгарией и в осевой части Монгольского Алтая. Наиболее сейсмичными оказываются главным образом границы горной страны с обрамляющими территориями. Результаты анализа параметров механизма очагов 141 землетрясения свидетельствуют о разделении Алтае-Саянской области на две основные зоны с различающейся

ориентацией осей главных напряжений в земной коре. Условная граница между этими зонами проходит вдоль Шапшальского хребта и восточной окраины Монгольского Алтая. В западной зоне, включающей в себя Русский и Монгольский Алтай, земная кора находится в условиях преимущественного близгоризонтального сжатия, которое разряжается в подвижках в север-северо-западном направлении. В восточной зоне, охватывающей Западный и Восточный Саян, южную часть Тувы и прилегающую к ней территорию Северной Монголии, преобладающее близгоризонтальное сжатие реализуется преимущественно в движениях в север-северо-восточном направлении [45]. Таким образом, Алтай представляет собой самостоятельную в геодинамическом отношении область, резко отличающуюся не только от примыкающих относительно стабильных территорий, но и от областей с активными проявлениями неотектоники, расположенных к востоку от нее.

По характеру сдвигов Алтай отчетливо разделяется на две области. Правосторонние сдвиги происходят по основным разломам северо-западного простирания в пределах Русского и Монгольского Алтая, левосторонние — по разломам юго-восточного простирания в Гобийском Алтае. Сдвигообразование связано с полем напряжений, представленным сжатием в северо-восточном направлении и растяжением по оси северо-западного простирания. В условиях прочной коры континентального типа невозможны значительные сдвиговые перемещения без относительного вращения блоков. Правостороннее сдвигообразование в Монгольском Алтае не может полностью компенсироваться при образовании взбросов и надвигов восточного и северо-восточного простирания, ограниченно развитых в пределах Русского Алтая. Затухание сдвиговых перемещений в жестком блоке Западно-Сибирской платформы объясняют небольшим вращением Алтая против часовой стрелки по отношению к этому блоку [51]. Подобный механизм описан для внутриконтинентальных деформаций других территорий [52], но в нашем случае пока еще нет достаточных палеомагнитных данных, подтверждающих это предположение.

Правостороннее смещение по северо-западным разломам Монгольского и Русского Алтая и левостороннее — по субширотным разломам Гобийского Алтая свидетельствуют о том, что горные системы стремятся обогнуть относительно жесткий и изометричный Хангайский блок, образующий упор с северо-востока, горообразование в пределах которого имеет другой механизм и связано с протекающими длительное время в этом районе процессами в верхней мантии [53]. Монгольский и южная часть Русского Алтая образованы при реализации одного из возможных направлений сдвиговых деформаций и имеют значительно большие линейные и площадные размеры. Гобийский Алтай является второстепенной зоной деформаций, не уступающей основной по степени напряженного состояния земной коры и скоростям перемещений по разломам. Более того, он обладает повышенной сейсмичностью, поскольку напряжение, которое реализуется в широкой полосе разрывов в пределах Монгольского Алтая, сосредоточено здесь в пределах сравнительно узкой зоны.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА АЛТАЯ

Основными кайнозойскими структурами Алтая являются разрывные нарушения и расположенные между ними относительно устойчивые блоки. Блоки обычно имеют форму вытянутых ромбов и трапеций. Они также раздроблены, но амплитуды движения по нарушающим их разломам менее значительны. Внутриблоковые разломы обычно относятся к взбросам и надвигам, ориентированным вдоль длинной оси блоков, или сбросам, ориентированным вкрест простирания блоков. Эти разломы не выдержаны по простиранию и не распространяются в соседние блоки. Основными разрывными структурами региона являются косые сдвиги, наиболее крупные из которых прослеживаются на всем протяжении Алтая. В рельефе земной поверхности блоки выражены в виде хребтов и плоскогорий, осложняющие их разрывы в виде уступов на склонах, а структурообразующие разрывные нарушения в виде долинообразных понижений, разделяющих основные возвышенности.

Неэрозионный характер крупных речных долин Алтая отмечают практически все его исследователи, начиная с В. А. Обручева [4]. Для склонов основных долин характерна слабая расчлененность, прямолинейность на больших протяжениях и наличие тектоногенных уступов. Для коренного ложа долин характерны переуглубленные участки, в которых сохраняются дочетвертичные аллювиальные образования. Все это объясняется тесной связью заложения и формирования современных долин с зонами кайнозойских разломов. Большинство современных крупных межгорных впадин имеют рамповый и полурамповый характер [25, 26]. С одной или двух сторон на крупные впадины по разломам надвигаются хребты. Такое строение характерно для Джулукульско-Сайгоньшской, Чуйско-Курайской и Бертекско-Нарымской систем впадин. Надвиг Курайского хребта на Чуйскую и Курайскую впадины был обнаружен еще в 30-е годы и позднее изучался многими исследователями, наиболее подробно П. М. Бондаренко [54 и др.]. Однако Курайская система надвигов не является для Алтая уникальной. Ее известность объясняется доступностью и вскрытием при проходке штолен в ходе разработки расположенного в зоне разлома Акташского ртутного месторождения. Подобные структуры описаны для границ южных склонов Шапшальского и Теректинского хребтов [8, 55],

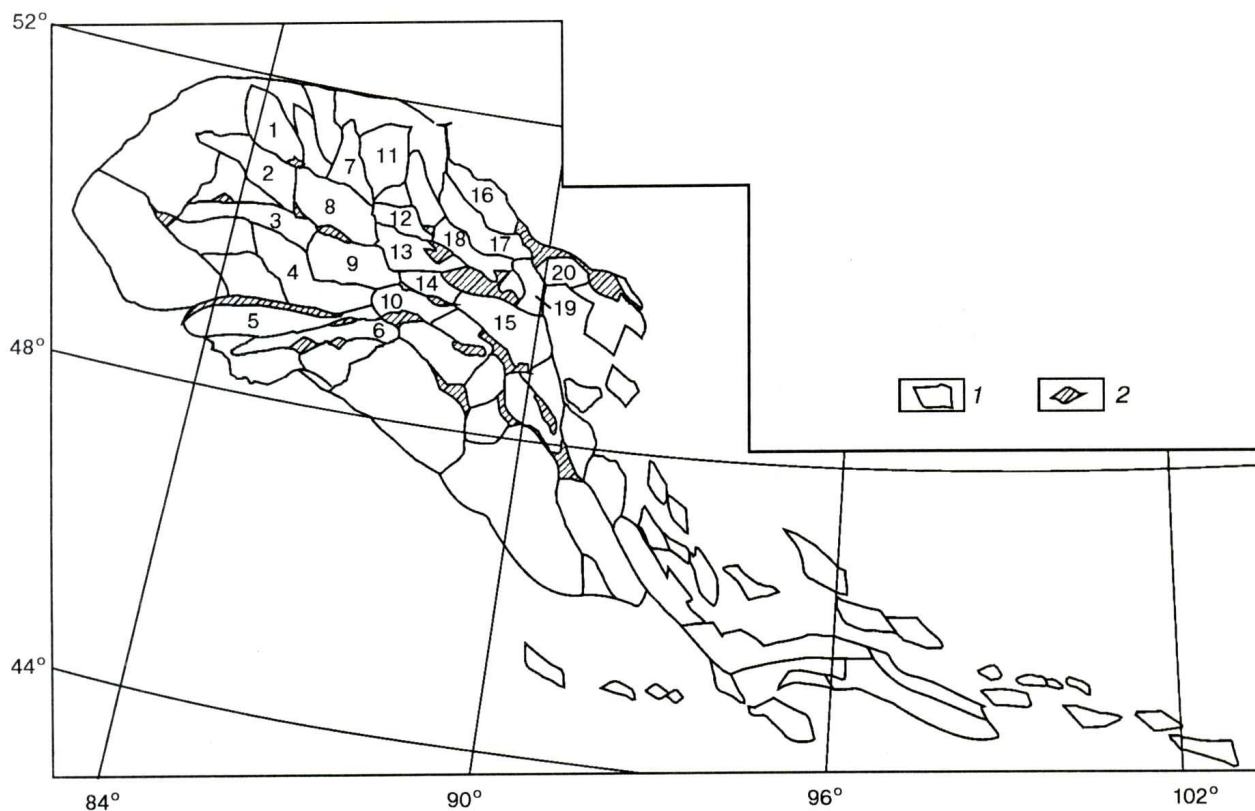


Рис. 4. Новейшая блоковая структура Алтая.

1 — возвышенные блоки, выраженные в рельефе как горные хребты; 2 — относительно опущенные блоки, выраженные в рельефе как межгорные впадины. Цифры на схеме — хребты: 1 — Бачелакский, 2 — Коргонский и Тигирецкий, 3 — Ивановский и Холзун, 4 — Листвяга, 5 — Нарымский, 6 — Курчумский и Южный Алтай, 7 — Семинский, 8 — Теректинский, 9 — Катунский, 10 — Укок, 11 — Иолго, 12 — Айгулакский, 13 — Северо-Чуйский, 14 — Южно-Чуйский, 15 — Сайлюгем, 16 — Чулышманский, 17 — Улаганский, 18 — Курайский, 19 — Чихачева, 20 — Монгун-Тайга.

разломных ограничений северных склонов Ивановского, Коргонского, Тигирецкого и Нарымского хребтов [56, 57]. Надвиги В. П. Нехорошев рассматривал как характерную особенность блоковых перемещений в основную фазу кайнозойского орогенеза Алтая [7].

Алтай представляет собой зону дробления, состоящую из относительно небольших блоков, расположенную между устойчивыми блоками (рис. 4). Как мы показали ранее, неотектонические элементы Алтая образуют основные формы его рельефа [29, 31, 32 и др.] и в выявлении морфотектонических элементов ведущую роль играют геоморфологические методы.

Наиболее древним элементом рельефа Алтая является субгоризонтальная денудационная поверхность, фрагменты которой встречаются в настоящее время на самых разных гипсометрических отметках. Она представляет собой остатки слаборасчлененного рельефа, существовавшего в пределах рассматриваемой территории в позднем мелу—раннем палеогене. Если отдельные участки данной поверхности попытаться мысленно объединить в целое, выясняется, что они распространены закономерно и являются фрагментами нескольких (обычно до трех, иногда более) разновысотных уровней, слабо искривленных, слегка наклоненных в разные стороны, разделенных четкими уступами. Поскольку для ряда таких уступов доказано, что они связаны с перемещением блоков по разломам, логично предположить, что эти разрозненные фрагменты в прошлом принадлежали единой поверхности выравнивания. Все сохранившиеся фрагменты этой единой поверхности в осевой части Алтая относительно невелики по размерам (1—2 км в поперечнике) и практически горизонтальны (0—2°, редко до 12°). Однако на периферии горных сооружений они достигают десятков километров в ширину и длину.

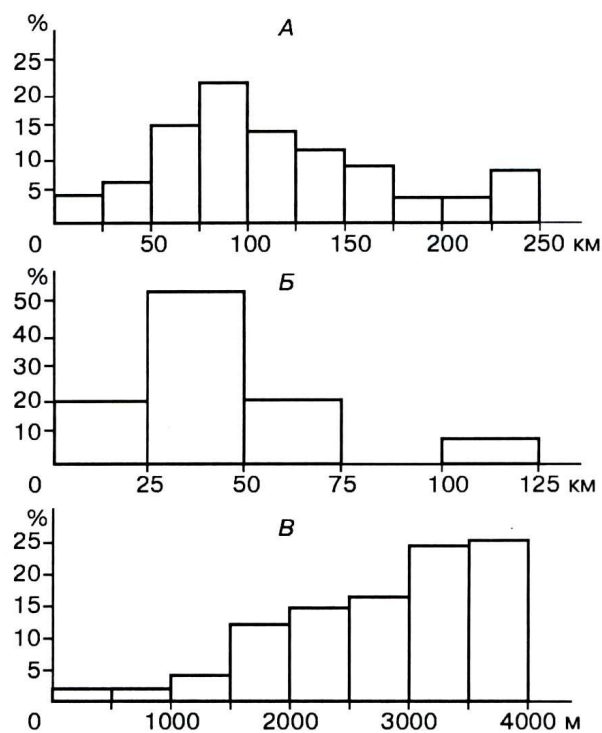
Как положительные, так и отрицательные формы макрорельефа рассматриваемой территории связаны с неотектоническими блоками разной конфигурации и вертикальной составляющей перемещения. Все неотектонические блоки испытали подъем на новейшем этапе. Даже реликты поверхности выравнивания в центральных частях межгорных впадин, погребенные под мощной толщей кайнозойских отложений, нередко находятся ныне на абсолютных высотах 500—700 м над уровнем моря. В пределах, наиболее отставших в поднятии блоков, сформировались межгорные впадины; на месте

Рис. 5. Распределение линейных размеров и абсолютных высот основных блоков новейшей структуры Алтая.

Распределение: *А* — по длине, *Б* — по ширине, *В* — по усредненной высоте.

незначительно приподнятых над ними крупных блоков образовались плоскогорья; узкие протяженные возвышенные блоки послужили основой для образования горных хребтов, а небольшие возвышенные блоки дали начало формированию горных массивов.

В сечении с юго-запада на северо-восток Алтай имеет резко асимметричное строение. Это отмечалось еще на начальной стадии географических исследований региона. Асимметрия проявляется и в различном гипсометрическом положении равнин Джунгарии (500—800 м) и Котловины Больших Озер (1200—1300 м). Юго-западный макросклон Монгольского Алтая относительно однороден на всем его протяжении. Он ступенями снижается к Джунгарии. Северо-восточный макросклон представлен скоплением горных хребтов примерно равной высоты, северо-восточная цепь которых отделена от равнин Котловины Больших Озер протяженным невысоким отчетливым уступом. По размерам и абсолютным высотам неотектонические блоки Алтая отчетливо разделяются на ряд групп (рис. 5), а распределение их по длине и ширине имеет два пика. Первый образует подавляющее большинство элементов. Второй образован малочисленной группой аномально длинных и широких объектов. По нашему мнению, это территории, недавно вовлекшиеся в воздымание с неформировавшейся еще более дробной блоковой структурой. Расположены они на северной, северо- и юго-западной окраинах Алтая. По высоте блоков выделяются три отчетливые группы. Первая в диапазоне 500—1500 м, ее образуют вышеупомянутые элементы, имеющие необычно большие линейные размеры. Вторая и третья образованы элементами с высотами 1,5—3 и 3—4 тыс. м. Последняя группа является наиболее многочисленной. Линейные размеры блоков стандартной конфигурации (длина 50—175, ширина 25—50 км) никак не связаны с абсолютными высотами. Разница в высоте обусловлена, вероятно, неодновременностью поднятия, поскольку первая группа объединяет периферические блоки, для которых имеются геологические доказательства недавнего их вовлечения в горообразование [58]. Отсутствие блоков с усредненными высотами более 4 тыс. м говорит о наличии лимитирующего фактора. Можно предположить, что либо сжимающее усилие в регионе пока недостаточно для обеспечения „выдавливания“ клиновидных в поперечном разрезе блоков определенных размеров и конфигурации на большую высоту, либо с начала активных движений в конце плиоцена прошло недостаточно времени для достижения больших абсолютных высот. И в том, и в другом случае можно прогнозировать дальнейший рост горных сооружений.



ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СИСТЕМЫ КАЙНОЗОЙСКИХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ АЛТАЯ

Кайнозойский мобильный пояс Алтая расположен на месте крупного тектонического шва, сформированного еще в позднем палеозое [25, 26 и др.]. Понятие о подобных долгоживущих структурах было введено в научный обиход уже давно, но подлинная их роль в эволюции литосферы стала ясна только в ходе разработки концепции плитной тектоники, которая базируется на представлениях о существовании в литосфере стабильных участков от гигантских до сравнительно небольших, разделенных мобильными поясами зон разного масштаба [59 и др.].

Преобладание среди кайнозойских разрывных структур Алтая взбросов и сдвигов со всей очевидностью свидетельствует о ситуации общего сжатия региона. Поскольку в ходе сжатия неизбежно возникают зоны растяжения, в пределах Алтая в подчиненном количестве развиты сбросы и раздвиги. Значительную роль они играют только в северо-восточной части Алтая, где опережают поворачивающиеся к западу основные сдвиговые структуры. Зоны разломов разных кинематических типов обладают характерными рисунками составляющих их разрывных нарушений в плане и разрезе. Главными индикаторами режима растяжения являются системы рифтогенных структур. В пределах

Алтая они находятся, как правило, в зачаточном состоянии. Единственный в полной степени проявленный грабен растяжения (раздвиг) — впадина Телецкого озера [60—62 и др.].

В стандартный рисунок сдвиговых зон входят ряд структур [63, 64 и др.]. На изгибах магистрального разрыва возникают миндалевидные в плане сгущения оперяющих структур с преобладанием обстановок сжатия (транспрессионные изгибы) или растяжения (транстензионные изгибы). На окончаниях крупных сдвигов развиваются зеркально расположенные веера сжатия и растяжения. Особенностью сдвиговых структур Алтая является то, что транспрессионные структуры формируются не только в зонах изгибов магистральных разрывов, но и на значительном протяжении вдоль основных структур. При этом формируются симметрично или асимметрично выдавливающиеся по обе стороны от основного разлома тектонические пластины с выполаживанием в верхней части оперяющих разрывов. Такие структуры в англоязычной литературе носят название „flower structure“ [65]. Ближайшим по смыслу отечественным термином является „клин выпирания“ [15]. В районах, подобных Алтаю, с линейным строением, сильным поперечным сжатием и сокращением земной коры, плоскости магистральных сдвиговых зон в поперечном разрезе веерообразно расходятся.

Система новейших разломов Алтая имеет плановый рисунок, свидетельствующий о сдвиговом характере дислокаций (рис. 6, А). Это же подтверждают результаты геологического изучения зон молодых разрывов, указывающие на сдвиговые перемещения по ним [51, 65]. В пределах Русского и Монгольского Алтая основу структуры составляют четыре субпараллельные магистральные сдвиговые зоны с правосторонним характером смещения, прослеживающиеся практически на всем протяжении горной системы. На многих участках разломов фиксируется отчетливая взбросовая составляющая, не выдержанная по простиранию. Гобийский Алтай представляет собой более просто устроенную зону дислокаций, связанную с левосдвиговыми перемещениями по Богдинскому разлому. В пределах Русского Алтая происходит расщепление основных сдвиговых зон, вытянутых в северо-за-

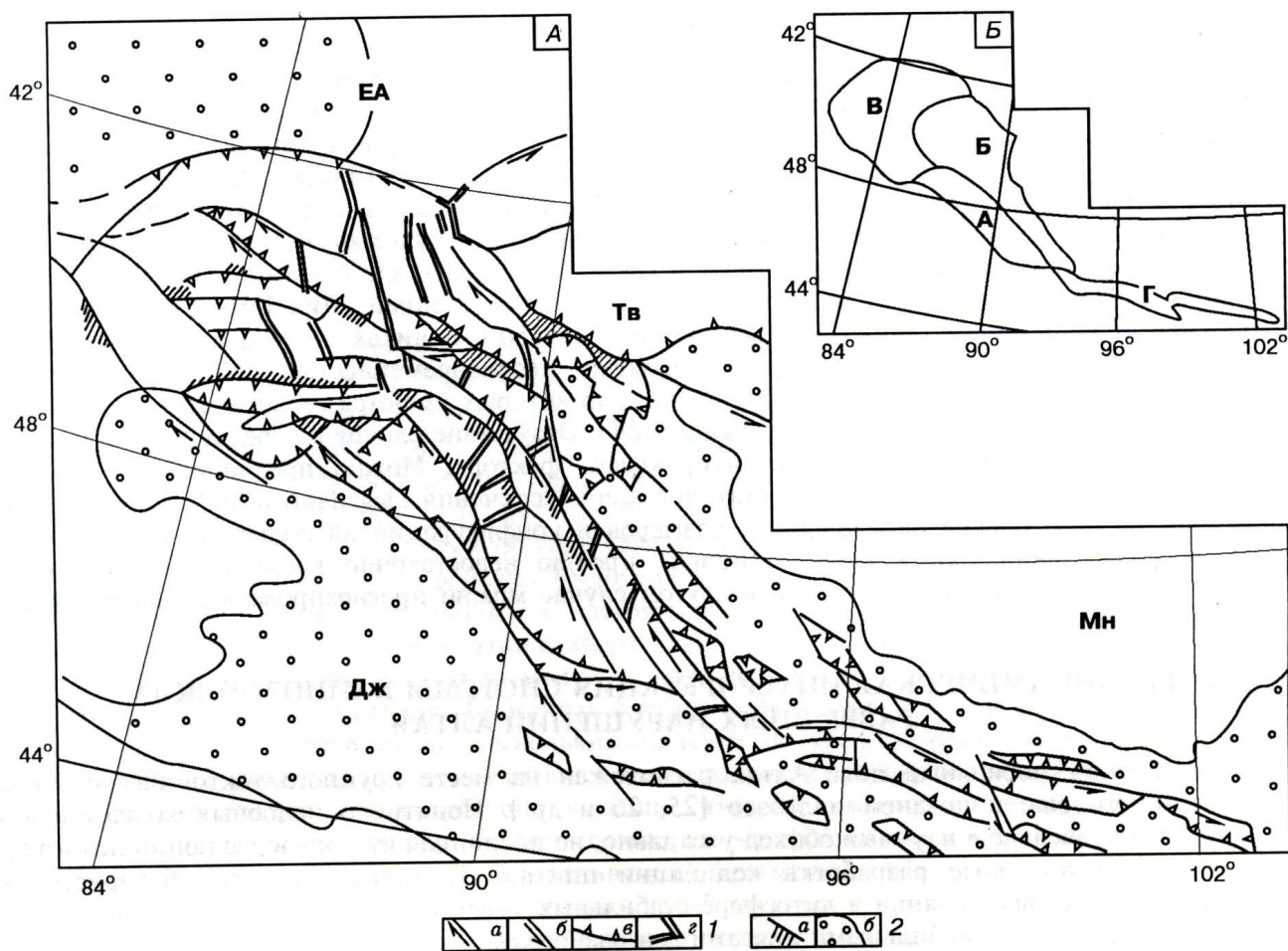


Рис. 6. Активные разломы (А) и основные морфотектонические зоны (Б) Алтая.

1 — разрывные нарушения и приразломные структуры: а — правые сдвиги, б — левые сдвиги, в — взбросы и надвиги, г — сбросы и раздвиги; 2 — области седиментации: а — приразломные впадины, б — впадины в пределах плит и микроплит обрамления: ЕА — Евразийская, Мн — Монгольская, Дж — Джунгарская, Тв — Тувинская. Морфотектонические зоны: А — фронтальная (Джунгарская) зона, Б — тыловая (Монгольская) зона, В — правофланговая (Горно-Алтайская) зона, Г — левофланговая (Гоби-Алтайская) зона.

падном направлении. Оперяющие разломы северного простирания имеют характер сбросов и раздвигов, западного и юго-западного простирания являются преимущественно взбросами. Таким образом, здесь реализуется достаточно редкий случай, когда проявлены обе из двух теоретически возможных структур окончания сдвиговых зон. Участки земной коры, заключенные между магистральными зонами правостороннего смещения, разбиты антитетическими и вторичными синтетическими сколами на ромбовидные блоки, создающие тектоническую основу главных орографических единиц территории.

Вертикальные перемещения по зонам крупнейших разломов не превысили 3—4 км, в то время как горизонтальные сдвиговые по разным оценкам составили 20—40 км [30, 66]. Увеличение площади мобильной зоны происходило за счет дробления и вовлечения в воздымание краевых частей устойчивых блоков обрамления. Судя по современной сейсмической активности, сосредоточенной вдоль основных разрывных границ Алтая, начавшийся в олигоцене и резко активизировавшийся в конце неогена процесс продолжается и в настоящее время. Если принять время начала основной фазы движений около 2 млн лет, то максимальные расчетные скорости вертикальных и горизонтальных перемещений составят 2 и 20 мм/год соответственно, что, с учетом повторяемости сильных землетрясений, не противоречит имеющимся замерам смещений по сейсморазрывам.

Неоднородность распределения разрывных структур разного типа позволяет выделить в новейшей структуре Алтая фронтальную зону, зоны правого и левого фланга и тыловую зону (см. рис. 6,Б).

Фронтальная (Джунгарская) зона расположена вдоль границы с Джунгарской микроплитой. Она совпадает с юго-западным макросклоном Монгольского Алтая, расположенным на территории Китая. Фронтальная зона образована всего несколькими крупными блоками. В кайнозойское время в пределах этой зоны была сформирована чешуйчатая структура за счет последовательного вовлечения в воздымание периферических частей пододвигающейся под Алтай Джунгарской микроплиты. Поперечное сечение макросклона хребта имеет ступенчатый профиль, где площадки ступеней образованы участками умеренно измененного доороженного рельефа, а уступы соответствуют фронтальным частям взбросов и надвигов. Поскольку Джунгарская плита перемещается к северо-западу по отношению к Алтаю, там фиксируются и сдвиговые составляющие перемещений по оперяющим разломам (Фуяньский разлом) [66], но судя по наличию поперечных разрывов, взбросовые движения по разломам северо-западного простирания преобладают. На наш взгляд, именно к этой зоне, а не ко всему Монгольскому Алтаю относится предположение Г. Ф. Уфимцева, что возможно „скупивание верхних частей литосферы в процессе кайнозойской орогении не сопровождается существенным продольным смещением блоков коровой брекчии“ [24, с. 16].

Тыловая (Монгольская) зона является областью ярко выраженных правосдвиговых перемещений. Именно в ее пределах сосредоточены основные амплитуды сдвиговых перемещений при „косой коллизии“ Тувино-Монгольского и Джунгарского блоков. Вертикальная дифференциация неотектонических блоков в ее пределах минимальна. Лишь отдельные блоки погружены за счет надвигания на них соседних блоков и образуют межгорные впадины. Территориально зона охватывает северо-восточный макросклон Монгольского и юго-восточную часть Русского Алтая. В пределах зоны земная кора раздроблена на многочисленные ромбовидные в плане блоки, ограниченные протяженными сдвиговыми зонами северо-западного простирания и локальными зонами растяжения северо-восточной и восточной ориентации. Расположенные между соседними сдвиговыми зонами цепочки блоков образуют зоны линейного коробления. Зона образована при дроблении Тувинской и Монгольской микроплит. Судя по тому, что в пределах отделяющей ее от Хангайского поднятия Котловины Больших Озер формируются цепочки хребтов, сходных по механизму орогенеза и морфологии с морфотектоническими единицами зоны, в настоящее время происходит ее наращивание за счет дробления примыкающих к ней микроплит.

Правофланговая (Горно-Алтайская) зона включает в себя значительную часть Русского Алтая. В ее пределах происходит поворот основных правосдвиговых зон Монгольского Алтая к западу. Это связано с близостью Западно-Сибирской плиты, которая ограничивает с севера распространение сдвиговых перемещений, и только незначительная часть горизонтальных амплитуд гасится за счет надвигания по „фасу Алтая“ на Бийско-Барнаульскую впадину, а большая часть горизонтальной амплитуды перемещения, вероятно, компенсируется поворотом правофланговой зоны против часовой стрелки. При этом загнутые к западу окончания сдвиговых зон формируют веер сжатия, где преобладают взбросы [58]. Блоки в этой зоне имеют разнообразную в плане форму, а на границе с Западно-Сибирской плитой расположена зона перехода, представляющая собой крупные слабораздробленные блоки, отделяющие зоны интенсивного дробления коры от прилегающих устойчивых блоков Сибири и Казахстана. В результате поворота сдвиговых структур, в пределах данной зоны наряду с правосдвиговыми нарушениями широко развиты области растяжения, с которыми связаны сбросы и узкие грабены северного простирания, связь которых со сдвиговыми зонами отмечалась еще А. Б. Дергуновым [14].

Левосторонняя (Гоби-Алтайская) зона включает в себя область левосторонних сдвиговых перемещений, совпадающую с восточным окончанием Монгольского Алтая и с Гобийским Алтаем. Левосторонние сдвиги этой зоны в районе Барун-Хурайской впадины вступают во взаимодействие с правосторонне-сдвиговыми структурами, образующими морфотектоническую основу большей части Алтая. Блоки этой зоны пространственно разобщены, имеют форму, абсолютные высоты и линейные размеры, сходные с таковыми у блоков тыловой зоны. Принципиальным отличием является противоположное направление движения по сдвиговым нарушениям. Рассматриваемая зона формируется в результате перемещения территории Гоби к востоку по отношению к Хангаю и образует в геодинамическом отношении самостоятельную по отношению к остальной части Алтая структурную область. Судя по тому, что грубообломочные предгорные шлейфы начали здесь формироваться только в четвертичное время, а не в конце неогена, как на остальной части Алтая, некоторые исследователи считают, что эта территория подверглась активизации позднее основных структур Русского и Монгольского Алтая [43]. На наш взгляд, формирование предгорных шлейфов фиксирует время возникновения дифференцированного тектоногенного рельефа, а более ранние сдвиговые дислокации могут не сопровождаться их формированием. Пространственное же соотношение сдвиговых структур Монгольского и Гобийского Алтая свидетельствует о синхронности их развития.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Позднекайнозойские пояса континентальной коллизии занимают большие площади между взаимодействующими литосферными плитами и микроплитами по всему миру. Один из наиболее сложно построенных орогенических поясов, представляет собой область коллизии Евразийской плиты с Индостаном (горные системы Алтая, Тянь-Шаня, Памира, Гиндукуша, Каракорума, Кунь-Луня, Западных Гималаев и сопредельные территории). Величины напряжений, скоростей деформации и горизонтального течения коровых масс уменьшаются в целом в направлении на север. Интенсивное течение реализуется в зонах главных активных разломов или в зонах поднятий с плотной сеткой разломов. Эти зоны чередуются с более жесткими слабдеформированными блоками, обычно представленными впадинами. Скорости течения, рассчитанные для южной границы района, соответствуют скорости движения Индийской плиты, определяющейся спредингом в Индийском океане [28]. Территория Алтая включена в процесс деформирования, обусловленного постоянным движением Индийской плиты на север. Горные сооружения Алтая сформировались в результате дробления и растекания коровых масс. Возникли области преимущественного течения масс в северо-западном (система правосторонних сдвигов Русского и Монгольского Алтая) и восточном направлениях (система левосторонних сдвигов Гобийского Алтая и Гобийского Тянь-Шаня) [67]. В пределах Алтая происходило также поперечное укорочение земной коры, сопровождающееся погружением поверхности Мохоровичича и увеличением высоты горных сооружений. Рост горных хребтов происходил по взбросам (реже надвигам), наряду с преобладающими по амплитудам сдвиговыми перемещениями по основным разломам.

ЛИТЕРАТУРА

1. О сочинении П. Чихачева под заглавием: „Voyage scientifique dans l'Altai oriental“ // Горный журнал, 1845, т. 4, № 10, с. 1—26; № 11, с. 211—233.
2. Щуровский Г. Е. Геологическое путешествие по Алтаю. М., 1846, 246 с.
3. Котта Б. Ф. О геологическом строении Алтая // Горный журнал, 1869, т. 3, № 7, с. 141—148.
4. Обручев В. А. Алтайские этюды (этюды второй). О тектонике Русского Алтая // Землеведение, 1915, № 3, с. 1—71.
5. Гране И. Г. О ледниковом периоде в Русском Алтае // Изв. Зап.-Сиб. отд. Русск. геогр. о-ва, 1915, т. 3, вып. 1, 2, с. 1—59.
6. Шмидт Г. А. О новейших тектонических движениях в Юго-Восточном Алтае // Вестн. МГУ, Сер. IV: Геология, 1964, № 5, с. 81—84.
7. Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М., Недра, 1966, 306 с.
8. Девяткин Е. В. Морфология новейших структур Юго-Восточного Алтая и их соотношение со структурами докайнозойского основания // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., 1967, с. 373—380.
9. Раковец О. А. Морфоструктура Горного Алтая // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., 1967, с. 363—372.
10. Моисеенко Ф. С. Морфология новейших структур Алтае-Саянской области и сейсмичность // Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск, 1969, с. 262—282.
11. Рейснер Г. И. О тектонике и сейсмичности Горного Алтая // Физика Земли, 1971, № 5, с. 18—31.
12. Богачкин Б. М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М., Наука, 1981, 132 с.

13. Ерофеев В. С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата, Наука, 1969, 167 с.
14. Дергунов А. Б. Структуры сжатия и растяжения на востоке Алтая в четвертичное время // Геотектоника, 1972, № 3, с. 99—110.
15. Флоренсов Н. А. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии // Геотектоника, 1965, № 4, с. 3—14.
16. Девяткин Е. В. Структуры и формационные комплексы этапа кайнозойской активизации // Тектоника Монгольской Народной Республики. М., Наука, 1974, с. 182—195.
17. Тимофеев Д. А. Пьедестальные горы — начальная стадия развития возрожденных гор // Структурная геоморфология горных стран. М., 1975, с. 51—52.
18. Новиков И. С. Особенности строения зон сочленения межгорных впадин и их обрамления и признаки проявления в их пределах горизонтальных перемещений // Геоморфология зон перехода от континентов к океанам. М., 1992, с. 114—118.
19. Новиков И. С. Геоморфология и неотектоника Юго-Восточного Алтая. Новосибирск, Изд-во Новосиб. ун-та, 1994, 42 с.
20. Argand E. La tectonique de l'Asie // Congr. Geol. Int. 13ème. Sess. Belg., 1re Fasc, 1924, p. 171—372.
21. Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision // Science, 1975, v. 189, p. 419—426.
22. Трифонов В. Г. Позднечетвертичные разрывные нарушения Западной и Центральной Азии по данным дешифрирования аэрокосмических снимков и наземным наблюдениям // Изв. вузов, Сер. геология и разведка, 1976, № 11, с. 54—64.
23. Уфимцев Г. Ф. Центрально-Азиатский горный пояс // Геоморфология, 1989, № 1, с. 5—17.
24. Уфимцев Г. Ф. Тектонический рельеф Внутренней Азии // География и природные ресурсы, 1995, № 2, с. 5—18.
25. Добрецов Н. Л., Берзин Н. А., Буслов М. М. и др. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 10, с. 5—19.
26. Dobretsov N. L., Buslov M. M., Delvaux D. et al. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effect of lithospheric plate interaction and mantle plume // Intern. Geol. Rev., 1996, v. 38, p. 430—466.
27. Копп М. Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М., Научный мир, 1997, 314 с.
28. Трифонов В. Г. Неотектоника Евразии. М., Научный мир, 1999, 253 с.
29. Новиков И. С., Мистрюков А. А., Трефуа Ф. Геоморфологическое строение района Чуйской межгорной впадины (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 10, с. 64—74.
30. Новиков И. С. Геоморфологические эффекты внутриконтинентальной коллизии на примере Горного Алтая // Геология и геофизика, 1996, т. 37, № 11, с. 52—60.
31. Новиков И. С. Роль тектоники в эволюции рельефа Горного Алтая // Геоморфология, 1998, № 1, с. 82—91.
32. Новиков И. С., Агатова А. Р., Дельво Д. Новейшая тектоника Курайского хребта (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 7, с. 965—972.
33. Новиков И. С. Морфотектоника Алтая по современным представлениям: амагматичный внутриконтинентальный орогенез в результате перемещения микроплит // 300 лет горно-геологической службе России: история горно-рудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая. Барнаул, 2000, с. 156—161.
34. Новиков И. С., Парначев С. В. Морфотектоника и эффекты функционирования позднечетвертичных палеоозер в долинах и межгорных впадинах Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 2, с. 227—238.
35. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Ред. А. Ф. Грачев. М., Пробел, 2000, 487 с.
36. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М., Недра, 1979, 311 с.
37. Морсин П. И., Сурков В. С. Глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области // Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. М., 1973, с. 37—57.
38. Строение земной коры в Западной Сибири (по результатам глубинного сейсмического зондирования) / Ред. Н. Н. Пузырев, С. В. Крылов. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1974, 84 с.
39. Зорин Ю. А., Балк Т. В., Новоселова М. Р. и др. Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной с сопредельными регионами // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1988, № 7, с. 33—42.
40. Chang-qiang A., Zhong-he Z., Guo-ying C. et al. 3-D shear velocity structure in North-West China // Acta Geophysica Sinica, 1993, v. 36, iss 3, p. 317—325 (на кит., англ. аннот.).

41. Булин Н. К., Проняева Е. А., Бубнова В. И. и др. Глубинное строение территории Юго-Западного Алтая по сейсмологическим данным // Сов. геология, 1969, № 4, с. 97—109.
42. Kamen-Kaye M., Meyerhoff A. A., Taner I. Junggar basin. A Permian to Cenozoic intermontane complex in northwestern China // Senckenbergiana lethaea, 1988, v. 69, № 3—4, p. 289—313.
43. Николаева Т. В., Шувалов В. Ф. Развитие рельефа Монголии в мезозое и кайнозое // Геоморфология, 1995, № 2, с. 54—65.
44. Николаев В. В. К оценке максимальной силы землетрясений в сейсмоактивных регионах Центрально-Азиатского горного пояса // Докл. АН СССР, 1991, т. 320, № 4, с. 844—847.
45. Жалковский Н. Д., Кучай О. А., Мучная В. И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 10, с. 20—30.
46. Рогожин Е. А., Леонтьев А. Н. Зайсанское землетрясение 1990 г.: материалы геологического изучения // Докл. РАН, 1992, т. 323, № 6, с. 1157—1163.
47. Рогожин Е. А., Богачкин Б. М., Нечаев Ю. В. и др. Новые данные о древних сильных землетрясениях Горного Алтая // Физика Земли, 1998, № 3, с. 75—81.
48. Рогожин Е. А., Богачкин Б. М., Нечаев Ю. В. и др. Следы сильных землетрясений прошлого в рельефе Горного Алтая // Геоморфология, 1999, № 1, с. 82—102.
49. Гоби-Алтайское землетрясение / Ред. Н. А. Флоренсов, В. П. Солоненко. М., Изд-во АН СССР, 1963, 391 с.
50. Хилько С. Д., Курушин Р. А., Кочетков В. М. и др. Сильные землетрясения. Палеосейсмогеологические и макросейсмические данные // Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М., 1985, с. 19—83.
51. Молнар П., Курушин Р. А., Кочетков В. М. и др. Деформации и разрывообразование при сильных землетрясениях в Монголо-Сибирском регионе // Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона. Новосибирск, 1995, с. 5—55.
52. Ekström G., England P. C. Seismic strain rates in regions of distributed continental deformation // J. Geophys. Res., 1989, v. 94, p. 10 231—10 257.
53. Зорин Ю. А., Новоселова М. Р., Рогожина В. А. Глубинная структура территории МНР. Новосибирск, Наука, 1982, 94 с.
54. Бондаренко П. М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях (на примере акташских структур Горного Алтая). Новосибирск, Наука, 1976, 118 с.
55. Шмидт Г. А. К вопросу о происхождении уступов на южном склоне Теректинского хребта в Центральном Алтае // Бюл. комиссии по изуч. четвертичн. периода, 1963, № 28, с. 161—164.
56. Кирова Т. В. О четвертичных тектонических разрывах в Рудном Алтае // Материалы ВСЕГЕИ, Вып. 8, 1956, с. 300—304.
57. Чумаков И. С. Верхнеплиоценовые (эоплейстоценовые) отложения Рудного Алтая // Труды комиссии по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1963, т. 22, с. 100—127.
58. Новиков И. С. Геоморфология и морфотектоника зоны перехода от Горного Алтая к Зайсанской впадине // Геоморфология, 2000, № 1, с. 68—76.
59. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, т. 1—328 с.; т. 2—334 с.
60. Лукина Н. В. Молодой грабен Телецкого озера // Природа, 1991, № 2, с. 56—64.
61. Дельво Д., Высоцкий Е. М., Клеркс Ж. и др. Свидетельства активной тектоники Телецкого озера // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 10, с. 109—122.
62. Деев Е. В., Высоцкий Е. М., Новиков И. С., Мистрюков А. А. Структурно-геоморфологический анализ района Телецкого озера // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 10, с. 133—142.
63. Стоянов С. С. Механизм формирования разрывных зон. М., Недра, 1977, 144 с.
64. Sylvester A. G. Strike-slip faults // Bull. Geol. Soc. Amer., 1988, v. 100, iss. 11, p. 1666—1703.
65. Cunningham W. D., Windley B. F., Dorjnamjaa D. et al. A structural transect across the Mongolian Western Altai: Active transgressional mountain building in Central Asia // Tectonics, 1996, v. 15, iss. 1, p. 142—156.
66. Jian-bang Shi, Xian-yue Feng, Shy-mo Ge et al. The Fuyun earthquake fault zone in Xinjiang, China // Continental Seismicity and Earthquake Prediction. Beijing, Seismol. Press, 1984, p. 325—346.
67. Cunningham W. D. Litospheric control on late Cenozoic construction of the Mongolian Altai // Tectonics, 1998, v. 17, iss. 6, p. 891—902.

Рекомендована к печати 5 марта 2001 г.
Н. А. Берзиным

Поступила в редакцию
6 декабря 2000 г.