

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ
им. А.А. ТРОФИМУКА

ТРУДЫ, ВЫП. 852

И. С. НОВИКОВ

МОРФОТЕКТОНИКА АЛТАЯ

Научные редакторы
д-р геол.-мин. наук Е.В. Девяткин
д-р геол.-мин. наук Г.Ф. Уфимцев



Новосибирск
Издательство СО РАН
Филиал "Гео"
2004

УДК 551.24(571.15)
ББК 26.324
Н731

Новиков И.С. Морфотектоника Алтая / Науч. ред. Е.В. Девяткин, Г.Ф. Уфимцев. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2004. – 313 с.

ISBN 5-7692-0645-4

Монография дает развернутое представление о современном состоянии научных взглядов на новейшую тектонику Большого Алтая. Основным методом исследования является морфотектонический анализ, позволяющий широко использовать дистанционные и картографические материалы и проводить в едином ключе обобщение широкого спектра геологической и геофизической информации. Проведен анализ большинства опубликованных в отечественной и зарубежной литературе данных по кайнозойскому тектогенезу Алтая, описаны новейшая структура этой мобильной зоны и участки, включающие основные типы структур. Предложена оригинальная тектоническая модель орогенеза и тектогенеза территории на новейшем этапе. Сильные землетрясения, произошедшие осенью 2003 года, на Горном Алтае, послужили доказательством правильности данной модели. Локализация эпицентров и характер смещений по поверхностным сейсморазрывам показали ее высокие предсказательные возможности и подтвердили единство новейших структурных планов Горного и Монгольского Алтая.

Для геологов широкого профиля, геоморфологов, географов.

Рецензенты

д-р геол.-мин. наук *М.М. Буслов*
д-р геол.-мин. наук *П.М. Бондаренко*
д-р геогр. наук *Л.К. Зятькова*

*Издание осуществлено
при финансовой поддержке РФФИ,
проект № 04-05-78048д*



ISBN 5-7692-0645-4

© И.С. Новиков, 2004
© ОИГГМ СО РАН, 2004

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Введение</i>	3
<i>Глава 1.</i> Физико-географический очерк	10
<i>Глава 2.</i> Закономерности процесса накопления материала и изменение научных представлений о морфологической и морфотектонической эволюции территории	39
<i>Глава 3.</i> Геологические свидетельства горообразования на Алтае в позднем палеозое и мезозое	59
<i>Глава 4.</i> Осадочная летопись последнего орогенеза	84
<i>Глава 5.</i> Соотношение тектонического строения палеозойского основания и кайнозойских структур новейшей активизации	145
<i>Глава 6.</i> Геофизические, сейсмогеологические и сейсмологические проявления новейшей тектонической активизации территории . . .	170
<i>Глава 7.</i> Кайнозойская тектоника Алтая и ее геоморфологические проявления	188
<i>Заключение</i>	272
<i>Литература</i>	274

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ, СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ТЕРРИТОРИИ

6.1. Сейсмичность Алтая

Сведения о сейсмичности Алтая и сопредельных районов приведены в ряде публикаций [Хованова, 1961; Масарский, Горбунова, 1964; Масарский и др., 1968; Масарский, Кейснер, 1971; Жалковский, 1967; Жалковский и др., 1975, 1978, 1980; Рейснер, 1971; Новый каталог..., 1977; Благовидова и др., 1986; и др.]. Поскольку до начала 60-х годов в регионе отсутствовала сеть сейсмических станций, данные о землетрясениях были неточными. Из-за большой удаленности имевшихся станций наблюдения ошибки в определении эпицентров землетрясений превышали 100 км [Хованова, 1961; Новый каталог..., 1977; и др.]. Региональная сеть сейсмостанций была создана в 1959–1962 гг. главным образом для регистрации подземных ядерных испытаний. Большинство упомянутых исследователей основывались на результатах кратковременных наблюдений, полученных в 60-е годы.

Более полной является работа Н. Д. Жалковского и др. [1995], в которой по данным региональной сети сейсмических станций за 1963–1991 гг. исследуются основные закономерности пространственного распределения землетрясений Алтае-Саянской области и степень ее дифференциации по уровню сейсмической активности (частоте возникновения землетрясений). За рассматриваемый период в пределах Алтая в его ближайшем окружении произошло около 1000 землетрясений с $K \geq 10$ ($M \geq 3,5$) (рис. 36). Существующие сведения не позволяют точно определять глубину их очагов. По косвенным признакам устанавливается, что большинство землетрясений региона зарождается в верхней части земной коры на глубине менее 25 км с максимумом на глубинах 10–15 км. В последние годы в процессе анализа пространственно-временных закономерностей сейсмичности Алтая наметился существенный прогресс [Еманов и др., 2003].

Землетрясения в пределах мобильной зоны Алтая возникают повсеместно, но по уровню активности территория резко неоднородна. На долю районов с относительно высокой сейсмической активностью, суммарная площадь которых составляет лишь 8 % от общей площади, приходится около 65 % всех регистрируемых землетрясений. Основные эпицентральные зоны расположе-

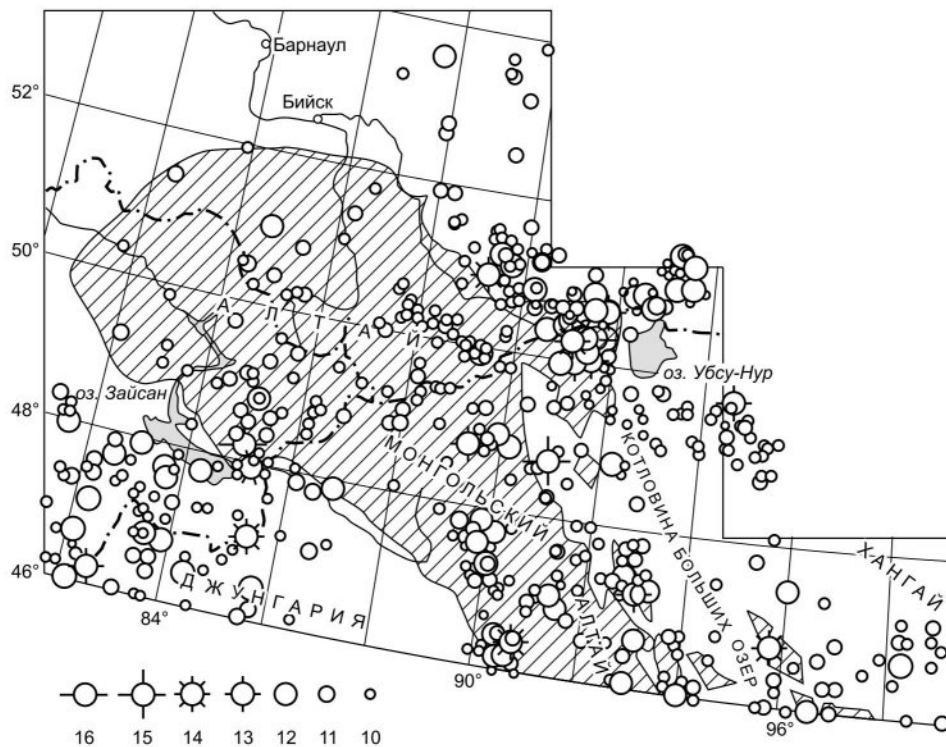


Рис. 36. Схема расположения эпицентров землетрясений с $K \geq 10$ ($M \geq 3,5$) (по [Жалковский и др., 1995] с изменениями).

Штриховкой отмечены горные сооружения Алтая.

ны на границах Русского Алтая с Тувой и Зайсанской впадиной, Монгольского Алтая с Котловиной Больших Озер и Джунгарией и в центральной части Монгольского Алтая. Наиболее сейсмичными оказываются главным образом границы горной страны с обрамляющими ее территориями. Считается, что различия в геологическом строении и развитии разных районов сказываются только на частоте землетрясений, но не на их максимальной величине [Жалковский, Мучная, 1979; Жалковский и др., 1995].

Результаты анализа параметров механизма очагов 141 землетрясения свидетельствуют о разделении Алтае-Саянской области на две основные зоны с различной ориентацией осей главных напряжений в земной коре. Поле сейсмотектонических деформаций земной коры, рассчитанное по данным о механизме очагов, характеризуется сложной мозаичной структурой при относительной устойчивости направлений оси максимального укорочения. Условная граница между этими зонами проходит вдоль Шапшальского хребта и по восточной окраине Монгольского Алтая. В западной зоне, включающей в себя Русский и Монгольский Алтай, земная кора находится в условиях преимущественного близгоризонтального сжатия, разряжающегося в горизонтальных

подвижках в северо-северо-западном направлении. В восточной зоне, охватывающей Западный и Восточный Саяны, южную часть Тувы и прилегающую к ней территорию Западной Монголии, преобладающее близгоризонтальное сжатие реализуется преимущественно в северо-северо-восточном направлении.

За последние 250 лет катастрофические землетрясения многократно происходили в Монгольском и Гобийском Алтае [Молнар и др., 1995]. В Горном Алтае и в пределах его ближайшего обрамления за период инструментальных наблюдений до событий 2003 г. были известны, за двумя исключениям, только мелкие и средние землетрясения.

Этими исключениями являются землетрясение 21.09.1923, названное **Чуйским 1**, с магнитудой 6,0, эпицентр которого из-за продолжающихся боевых действий гражданской войны в данном районе Алтая специалистами не посещался, и **Зайсанское землетрясение**, произошедшее 14 июля 1990 г. Магнитуда его была 6,6–6,9; 3 августа того же года последовал афтершок с магнитудой 6,0–6,3; интенсивность сотрясений в эпицентре не превышала 8 баллов по шкале MSK-64. Гипоцентр главного толчка находился на необычно большой для региона глубине (35–40 км), что обусловило относительно небольшую площадь области 8-балльных сотрясений на поверхности (рис. 37). Значительная глубина расположения гипоцентра обусловила сравнительно скромное проявление геологических явлений, вызванных землетрясением. На поверхности возникли небольшие трещины, наблюдались грязевые и водопесчаные выбросы из трещин и грифонов, а также мелкие обвалы коренных пород [Рогожин, Леонтьев, 1992а, б].

Сильные землетрясения 2003 г., произошедшие на территории, прежде являвшейся относительно спокойной, грянули буквально как гром среди ясного неба. По удачному стечению обстоятельств годом раньше именно на этой территории развернут сейсмологический полигон, так что со временем будет дана достаточно полная картина активизации сейсмических процессов. По данным Геофизической службы СО РАН, только с 27 сентября по 15 октября 2003 г. произошло 77 сейсмических событий с $M \geq 3,5$, из которых у трех наиболее сильных магнитуда составила 7,5, 6,0 и 6,9, и они вызвали сотрясения силой до 4 баллов на удалении до 1000 км от эпицентра. Эти толчки, ощущавшиеся в крупных городах Алтайского края, Кемеровской и Новосибирской областей и в Восточном Казахстане, вызвали панику среди населения. За этот период пять толчков имели магнитуду 5 и более. Всего в пределах зоны активизации сейсмических толчков разной силы к началу 2004 г. произошло уже более 2000, и процесс, постепенно затухая, все еще продолжается.

6.2. □ Мощность земной коры Алтая и сопредельных регионов

Сведения о мощности земной коры на рассматриваемой территории, содержащиеся в опубликованных работах, не равноценны по детальности, и ни одна публикация не охватывает весь Алтай [Морсин, Сурков, 1973; Строение..., 1974; Зорин и др., 1988; Chang-qiang et al., 1993; и др]. Наиболее достоверные данные о мощности и строении земной коры дает интерпретация результатов глубинного сейсмического зондирования. В полном объеме такая информация

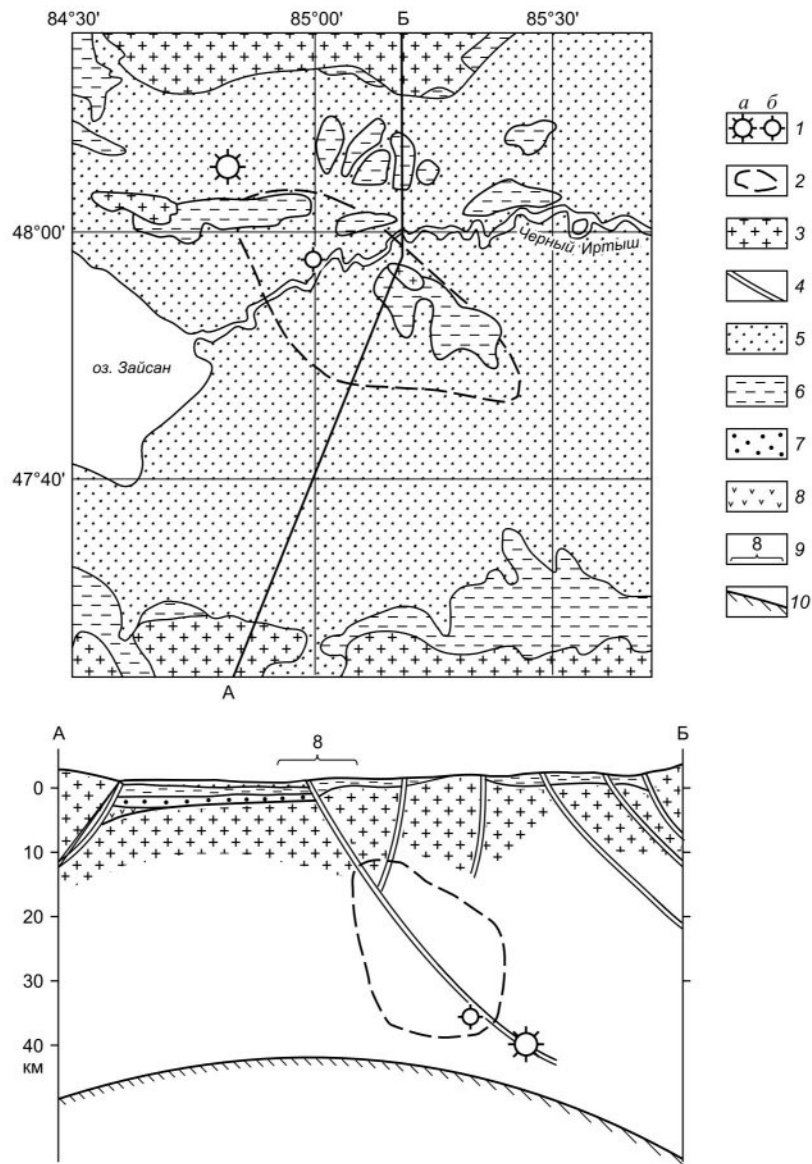


Рис. 37. Геологическая схема и разрез плейстосейсмической зоны Зайсанского землетрясения (по [Рогожин, Леонтьев, 1992а,б] с изменениями).

1 — эпицентры (гипоцентры) главного толчка (а) и сильнейшего афтершока (б); 2 — поля афтершоков эпицентров (гипоцентров); 3 — породы фундамента (доверхнекарбоновые); 4 — основные разрывные нарушения; 5–8 — отложения: 5 — плиоцен-четвертичные, 6 — верхний мел-миоцен, 7 — пермско-триасовые и юрские, 8 — верхнекарбоновые; 9 — область 8-балльных сотрясений; 10 — раздел Мохоровичича.

имеется только для нефтеносных районов Джунгарии и Западной Сибири. Единичные сейсмические профили заходят на территорию Алтая и сопредельных горных сооружений, однозначно свидетельствуя об увеличении мощности земной коры в их пределах по сравнению с окружающими равнинными территориями. Геофизические данные фиксируют также зоны крупнейших разрывных нарушений, ограничивающих горные сооружения.

Два профиля сейсмологических наблюдений в юго-восточной части Русского Алтая пересекали 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 скачкообразное увеличение глубины поверхности Мохоровичича на 3–4 км, и близвертикальные нарушения сейсмологических границ прослеживаются по вертикали до глубин в 40 км [Булин и др., 1969]. 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 [Kamen-Kaye et al., 1988].

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 [Строение..., 1974]. Менее достоверные сведения о мощности земной коры имеются для территории юго-восточной части Русского Алтая и горных сооружений Западной Монголии. Очень приблизительные оценки этих районов базируются на гравитационных данных и расчетах, основанных на корреляционной связи осредненного рельефа земной поверхности и рельефа поверхности Мохоровичича [Морсин, Сурков, 1973; Зорин и др., 1988, 1990; Zorin et al., 1990]. Наиболее достоверны определения мощности земной коры в пределах северо-западной и северной частей Русского Алтая, где проводилось глубинное сейсмическое зондирование [Крылов и др., 1965; Булин и др., 1969].

В пределах Алтая максимальная амплитуда рельефа земной поверхности составляет около 4,4 км, а поверхности Мохоровичича — более 20 км (рис. 38). В строении рельефа нижней границы земной коры Русского Алтая намечается отчетливое выделение северо-западной и юго-восточной зон. Северо-западная зона характеризуется глубинами до поверхности Мохоровичича менее 50 км и отметками рельефа земной поверхности менее километра. В Бийско-Барнаульской и Кузнецкой впадинах 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 фоне погружения поверхности отмечается ряд незамкнутых поднятий и прогибов [Морсин, Сурков, 1973]. Зоны погружения нижней границы земной коры фиксируются под Калбинским, Теректинским и Катунским хребтами.

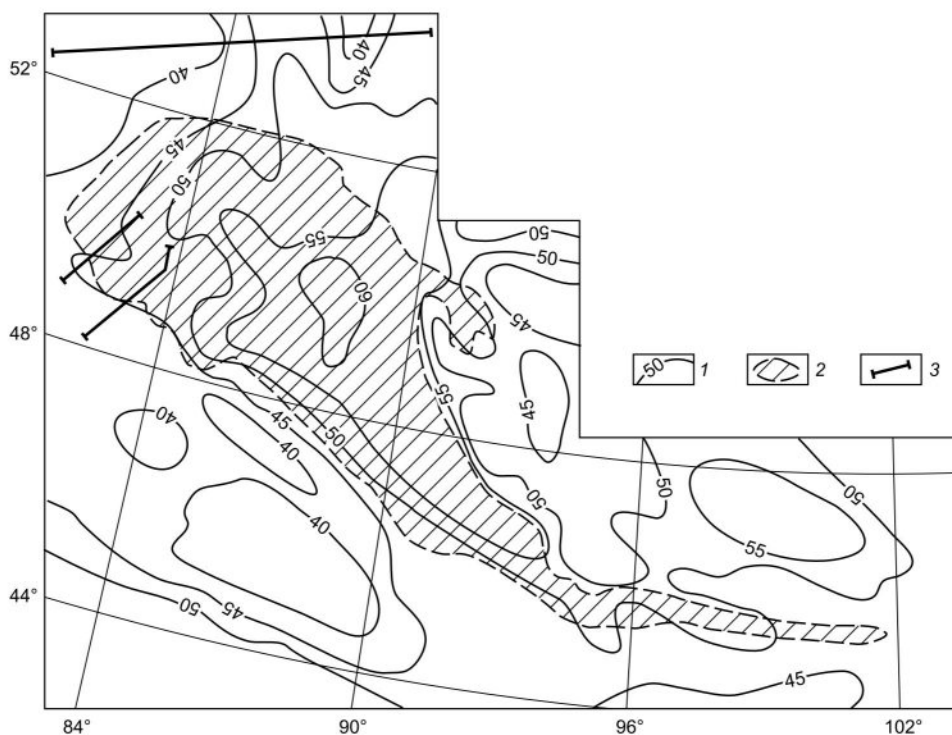


Рис. 38. Глубина залегания раздела Мохоровичича в районе Алтайской горной системы (по [Булин и др., 1969; Морсин, Сурков, 1973; Строение..., 1974; Зорин и др., 1988; Chang-qiang et al., 1993]).

1 — изолинии раздела Мохоровичича (глубина залегания ниже ур.м., км); 2 — горные сооружения Алтая; 3 — профили глубинного сейсмического зондирования.

В Монгольском Алтае также наблюдается увеличение мощности земной коры. В его осевой части поверхность Мохоровичича залегает на глубинах 55–60 км. Глубина ее залегания уменьшается по мере приближения к бассейнам обрамления (Джунгария и Котловина Больших Озер), где в среднем составляет 40 и 45 км соответственно. Поднятие Гобийского Алтая, скорее всего, слабо выражено в рельефе поверхности Мохоровичича.

6.3. Сейсмогеология Алтая

Участкам земной коры с повышенной мощностью, как правило, соответствуют более интенсивные новейшие и современные тектонические движения. Этот параметр отражает объемность энергетического процесса, протекающего в земной коре, и, следовательно, его взаимосвязь с магнитудой землетрясений, происходящих на этой территории [Николаев, 1991]. Молодые горные сооружения, формирование которых интенсивно продолжается, имеют повышенную

сейсмичность. В прошедшем столетии катастрофические землетрясения многократно происходили в Монгольском и Гобийском Алтае. В Горном Алтае и в пределах его ближайшего обрамления до недавнего времени [Новиков и др., 2003] такие события не регистрировались.

Возвращаясь с полевых работ из Монголии 27 сентября 2003 г., мы стали свидетелями первого, наиболее сильного толчка с магнитудой, составившей по последним данным 7,5, случившегося в 11 ч 33 мин (здесь и далее время по Гринвичу). К первому камнепаду на дороге посередине между Кураем и Акташом мы подъехали через 15 мин после него, не заметив сотрясения во время движения на автомашине. Заночевав в гостинице, мы были разбужены сильными и продолжительными толчками второй волны (в 18 ч 52 мин, $M = 7,0$). Видимые разрушения ограничивались упавшими печными трубами, развалившимися печами и местами обрушившейся со стен штукатуркой. Разрушения поселка от первых двух толчков позволяют оценить сотрясения в 5 баллов по шкале MSK-64. По дороге в Новосибирск мы наблюдали камнепады вплоть до Белого Боба, а затем выехали из зоны 5-балльных сотрясений.

Мы вернулись на Алтай на следующий день после третьего и пока последнего сильного толчка (01.10.2003, 01 ч 03 мин, $M = 6,9$). Несмотря на меньшую магнитуду, он ощущался в Акташе значительно сильнее двух первых, поскольку эпицентр располагался ближе. Сотрясения в поселке оцениваются нами в 7 баллов по шкале MSK-64. Они разрушили печи и трубы у тех, кто успел их восстановить, и посеяли панику и недоверие к официальным сообщениям среди местных жителей.

8-балльные сотрясения, зона которых расположена в юго-западном углу Чуйской впадины вдоль ее границы с Южно-Чуйским хребтом, произвели значительные геологические эффекты. Обвалились высокие откосы земляного полотна автодорог. Сформировались разрывы шириной до 0,5 м в рыхлых отложениях. Фонтанировали грунтовые воды со значительными выбросами глинистого материала (до 100 м³). При этом возникли значительные просадки поверхности с образованием. Происходят частые обвалы в рыхлых и скальных обрывах.

Область максимальных 9–10-балльных сотрясений расположена в центре 8-балльной зоны и поражает обилием и масштабами геолого-геоморфологических преобразований. Обвалы произошли практически во всех скальных выступах. В толще многолетнемерзлых пород сформировался обвал размером до 1000 м в поперечнике и объемом до 30 000 000 м³. Разрывы рыхлых отложений пойм и террас имеют длину до 145 м при ширине до 5 м. Наблюдаются следы фонтанирования грунтовых вод с выбросом до 1000 м³ глинистого материала, после которых остаются огромные зияющие жерла грязевых вулканов. Видно, как крупные валуны, лежавшие на горизонтальной поверхности, подпрыгивали со смещением по горизонтали до 1 м. Зона сосредоточения крупных зияющих разрывов и структур смятия поверхностных отложений образует относительно узкую полосу протяженностью до 5 км к юго-востоку и до 10–15 км к юго-западу от крупнейшего сейсмооползня. Она пересекает долины Кыскыннора (Кускуннура), Талдуры и Чагана, дренирующие южный склон

Северо-Чуйского и северо-восточный склон Южно-Чуйского хребтов, а также водоразделы между ними. Наиболее масштабные разрывы, некоторые длиной более 1 км приурочены к водоразделу Талдура–Кыскыннор.

Сильные землетрясения 2003 г. подтвердили правильность интерпретации многочисленных линейных неэрозионных рвов, оползней рыхлых толщ и обвалов скальных пород Юго-Восточного Алтая как сейсмогенных и оправдали прогноз высокой сейсмической опасности в его пределах. Нами откартированы зоны сотрясений различной интенсивности, относящиеся к трем основным сейсмическим толчкам 27 сентября и 1 октября 2003 г. В силу пространственной сближенности зоны равных сотрясений сливаются, образуя вытянутые в северо-западном направлении овалы. Зона максимальных сотрясений, оцениваемых нами не ниже 9 баллов, пока обнаружена только для первого из трех сильных землетрясений в сентябре–октябре 2003 г. Судя по характеру распределения поверхностных сотрясений, второй толчок практически совпадает с первым и является типичным афтершоком. Третий может оказаться самостоятельным землетрясением с зоной максимальных сотрясений в районе горного узла Биш-Иирду (Северо-Чуйский хребет), слабодоступного в момент проведения работ из-за выпавшего снега. Исходя из ширины зоны 7-балльных сотрясений, трудно ожидать обнаружения в его эпицентре следов толчка силой более чем в 8 баллов. Распространение зон сотрясений разной силы показывает, что в скальных породах колебания затухают быстрее, чем в толщах рыхлых водоносных отложений, выполняющих межгорные Чуйскую и Курайскую впадины, где следы сильных сотрясений прослеживаются на существенно большем удалении от эпицентра.

Наиболее интересна для геологии зона 9–10-балльных сотрясений. Ее основными признаками является наличие крупных поверхностных разрывов и обвалов устойчивых задернованных склонов [Агатова и др., 2004]. Поверхностные разрывы представлены трещинами сдвига, сопряженными с типичными грабенами растяжения и связаны с подвижками по сейсмогенерирующему разрыву, который они трассируют. Судя по их косой ориентировке к направлению линии новейшего разлома, с которым, по-видимому, и связано два первых крупных толчка, и исходя из раздвигового характера этих разрывов, можно предположить правосдвиговый механизм главной подвижки и оперяющий характер наблюдаемых нарушений. Полевое изучение блокового обвала 9–10-балльной зоны показало, что оползни такого масштаба в многолетнемерзлых породах могут развиваться только в результате сейсмических толчков [Новиков и др., 2004]. Прямо на наших глазах происходила деградация мерзлоты в блоках и преобразование обвала в оползень – поток, идентификация которого как сейсмогенного без знания истории его образования будет уже проблематична.

Следует отметить, что произошедшие сейсмические события 2003 г. находятся на пределе чувствительности сейсмогеологического метода. Через несколько лет все деформации, за исключением образовавшихся в пределах 9–10-балльной зоны, исчезнут. Главный сейсморазрыв проявился на поверхности в виде системы разрывных и пликтивных деформаций, поэтому характер

смещения по сейсмогенерирующему разлому может быть выявлен прямыми сейсмогеологическими наблюдениями. Все наблюдаемые разрывы вне 9-балльной зоны произошли вследствие растяжения в ходе гидроударов и сейсмогравитационных подвижек. Они приурочены к склонам различного генезиса и обводненным участкам.

Многочисленные сейсмодислокации, выявляемые в ходе детального геоморфологического картирования, не оставляют сомнения в высокой сейсмической активности этой территории и в относительно недалеком прошлом [Новиков, 1998]. Сейсмодислокации Горного Алтая отмечались многими, но до последнего времени специально не изучались. Они имеют вид рвов, поверхностных разрывов и крупных обвалов, удаленных от стенок отрыва [Новиков, 1996a]. В связи с низкой до последнего времени сейсмической активностью современного Горного Алтая интерес к палеосейсмодислокациям у исследователей не возникал, и они оставались практически не изученными [Кучай, Тычков, 1987].

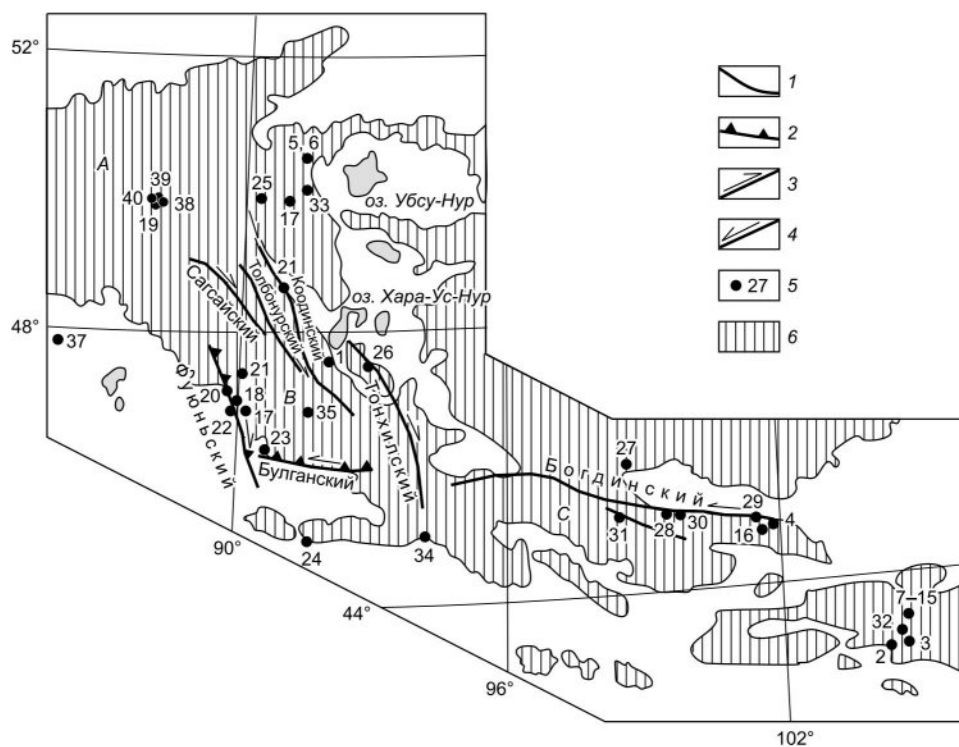


Рис. 39. Схема расположения основных сейсмогенных структур и эпицентров сильных землетрясений в Русском (А), Монгольском (В) и Гобийском Алтае (С) (по [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963; Хилько и др., 1985; Молнар и др., 1995] с изменениями).

1 — активизированные разломы; 2 — направление падения сместителя; 3 — правые сдвиги; 4 — левые сдвиги; 5 — эпицентры землетрясений (цифры — номера землетрясений на рис. 40); 6 — районы с абс. высотами более 2000 м.

В последнее десятилетие в изучении геологических следов древних землетрясений наметились существенные изменения. В результате проведенных исследований удалось доказать, что в среднем течении р. Чуи, в Курайской впадине и в западной части Чуйской в прошлом происходили сильные землетрясения с интенсивностью, соответствующей на поверхности 9–10 баллам. Ранее это только предполагалось на основании сходства сеймотектонических условий Горного и Монгольского Алтая [Рогожин и др., 1995]. Эти землетрясения оставили на поверхности первичные сейсморазрывы и многочисленные сейсмогравитационные дислокации. Сейсмодислокации закартированы на площади длиной 100 и шириной 30 км, что соответствует размерам эпицентральной зоны землетрясения с магнитудой более 7. Определение радиоуглеродным методом абсолютного возраста первичных и вторичных сейсмодислокаций позволяет реконструировать как минимум пять неизвестных сейсмических событий с периодом повторения от 1000 до 3000 лет [Платонова, 1998а, б, 1999а, б; Rogozhin et al., 1998; Рогожин и др., 1998, 1999; Рогожин, Платонова, 2002].

Сейсмодислокации Гобийского и Монгольского Алтая после катастрофического Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. неоднократно тщательно изучались, особенно в последние десятилетия. Опубликованные материалы этих исследований дают достаточное представление о характере современного поля напряжений и основных геодинамических тенденциях в развитии горных сооружений Монгольского и Гобийского Алтая [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963; Хилько и др., 1985; Молнар и др., 1995, 1998]. В настоящее время имеются документальные свидетельства о 40 мощных сейсмических толчках с магнитудой 6 и более, произошедших в пределах Алтая. Из них 36 произошли в Монгольском и Гобийском Алтае. Монгольское (1761 г.), Монголо-Алтайское (1931 г.) и Гоби-Алтайское (1957 г.) имели магнитуду более 8 [Молнар и др., 1995] (рис. 39, 40). Подавляющее большинство известных сегодня сейсмогенных разрывов Монгольского Алтая относится (по характеру перемещений по ним) к *правосторонним сдвигам*. Все они происходят по разломам, субпараллельным к простиранию всей горной системы — северо-западному.

Фуюньские сейсмодислокации возникли при Монголо-Алтайском землетрясении 1931 г. в результате омоложения одноименного разлома, расположенного вблизи юго-западной границы Монгольского Алтая и Джунгарской впадины. Обновленный разлом отчетливо различим на космоснимках [Tarronnier, Molnar, 1979]. На всем своем протяжении, составляющем более 180 км, омоложенный участок разлома выражен на поверхности разрывом с отчетливыми признаками правостороннего смещения с амплитудой 9–11 м. Исследованиями китайских геологов установлено, что повторяемость сейсмических событий, подобных Монголо-Алтайскому землетрясению, составляет здесь 230 лет. Фуюньский разлом сечет под острым углом палеозойские структуры, представленные разломами, осадочными толщами и гранитными телами, смещая их на 25–30 км. Водотоки, дренирующие юго-западный склон Монгольского Алтая, смещены здесь правосторонними сдвигами на 100 м и более (до 1,5–3,0 км) [Jian-bang et al., 1984].

Глава 6

№ п/п	Дата			Время			Координаты, град		Магнитуда	Примечание
	Год	Месяц	Число	Час	Минута	Секунда	Широта	Долгота		
1	1761	12	09	17	?	?	47,5	91,8	8,3	Монгольское
2	1870	?	?	?	?	?	43,3	104,2	6,0	
3	1877	?	?	?	?	?	43,0	104,5	6,5	Номгонское
4	1886	?	?	?	?	?	44,8	101,7	6,0	Багабогдинское-1
5	1902	12	28	01	43	19	50,7	91,3	6,6	Цаган-Шибетинское
6	1902	12	30	05	?	?	50,7	91,3	6,0	Афтершок
7	1903	02	01	09	34	30	43,4	104,4	7,5	Унзэгтинское
8	1903	02	05	18	28	?	43,4	104,4	6,7	Афтершок
9	1903	02	06	07	38	?	43,4	104,4	7,0	Афтершок
10	1903	02	10	03	02	?	43,4	104,4	6,0	Афтершок
11	1903	02	12	18	44	?	43,4	104,4	6,2	Афтершок
12	1903	02	27	00	36	?	43,4	104,4	6,9	Афтершок
13	1903	03	12	14	22	?	43,4	104,4	6,0	Афтершок
14	1903	03	15	14	34	?	43,4	104,4	6,0	Афтершок
15	1903	05	13	06	33	?	43,4	104,4	6,4	Афтершок
16	1915	04	30	01	45	08	44,8	101,5	6,5	Багабогдинское-2
17	1917	11	28	14	42	44	46,9	90,0	6,1	
18	1922	08	25	19	29	40	50,0	91,0	6,5	
19	1923	09	21	20	01	21	49,8	87,7	6,0	Чуйское-1
20	1931	08	10	21	18	43	46,9	90,0	8,0	Монголо-Алтайское
21	1931	08	18	14	21	00	47,4	90,0	6,7	Афтершок
22	1931	11	05	12	19	30	47,0	90,0	6,3	Афтершок
23	1933	02	13	02	49	15	46,3	90,5	6,2	
24	1936	01	27	19	30	22	45,0	91,6	6,0	
25	1938	10	19	04	13	24	49,5	90,3	6,6	Ачитнурское
26	1938	12	17	16	35	26	47,5	29,8	6,5	
27	1950	02	25	05	47	11	45,8	98,5	6,1	
28	1957	12	04	03	39	48	45,1	99,4	8,1	Гоби-Алтайское
29	1957	12	04	13	20	12	45,0	101,5	6,1	Афтершок
30	1958	01	24	12	27	11	45,2	99,7	6,2	Афтершок
31	1958	04	07	19	13	25	45,1	98,4	6,9	Баян-Цаганское
32	1960	12	03	04	24	14	43,2	104,4	6,7	Бурынхярское
33	1970	05	15	17	13	14	50,2	91,3	7,0	Урегнурское
34	1974	07	04	19	30	37	45,0	94,2	6,9	Тахийншарское
35	1975	03	31	10	05	26	46,8	91,5	6,0	Булганское
36	1988	07	23	07	38	08	48,7	90,9	6,0	Цамбагаровское
37	1990	06	14	12	47	28	47,9	85,0	6,6	Зайсанское
38	2003	09	27	11	33	26	50,0	88,0	7,5	Чуйское-2
39	2003	09	27	18	52	53	50,1	87,8	7,0	Афтершок
40	2003	10	01	01	03	28	50,2	87,7	6,9	Афтершок

Рис. 40. Каталог сильных землетрясений Алтая (по [Молнар и др., 1995] с изменениями и дополнениями).

Сагсайский сейсмогенный разлом в приосевой части Монгольского Алтая ориентирован субпараллельно Фуньскому и имеет длину около 35 км. Он представлен на поверхности в виде комбинации систем зияющих трещин растяжения и вывалов, сочетание которых отчетливо свидетельствует о правостороннем смещении вдоль основного разрыва. Детальные исследования структуры показали, что среднее горизонтальное смещение составляет около 2,5 м, а вертикальное — 0,5 м. Уступ пересекает юго-западное подножие горных сооружений и смещает все формы местного рельефа, его хорошая сохранность говорит о том, что он образовался не более 200–300 лет назад [Хилько и др., 1985].

Толбонурский разлом также расположен в приосевой части Монгольского Алтая, к северо-востоку от Сагсайского разлома. Он смещает конусы выноса у подножий хребтов и отделяет хребты от узких впадин. Разлом отчетливо дешифрируется на космоснимках, и по смещению элементов гидросети отчетливо выявляется правостороннее смещение по нему [Тихонов, 1974; Хилько и др., 1985].

Кобдинский разлом проходит вдоль северо-восточной границы Монгольского Алтая. В его пределах выделены два сейсмогенных разрыва. Разрыв, приуроченный к северо-западному окончанию разлома, назван *Чихтейн*, а структура в юго-восточной части — *Ар-Хутел* [Хилько и др., 1985]. Структура Чихтейн выражена в рельефе в виде обращенного на юго-запад уступа высотой от 0,5 до 2,0 м, протяженностью около 10 км. Вдоль большей части его отмечается система трещин растяжения, однозначно свидетельствующая о значительном правостороннем смещении по разрыву. По степени сохранности уступа возраст его оценивается в 1000–1500 лет. Структура Ар-Хутел существенно моложе. Она протягивается более чем на 215 км. Правостороннее смещение по разрыву составляет от 1,5 до 5,0 м при вертикальном смещении до 3,0 м. Местами замерено падение плоскости сместителя основного разрыва. В некоторых местах она падает на восток под углом около 50°, в большинстве случаев имеет западное падение.

Поскольку подобные хорошо сохранившиеся крупные поверхностные разрывы могли появиться только при относительно недавнем катастрофическом землетрясении, предполагается, что структура Ар-Хутел сформировалась в результате Монгольского землетрясения 1761 г. Обнаружены также следы неоднократных перемещений по юго-восточному окончанию Кобдинского разлома в более далеком прошлом [Молнар и др., 1995]. Тектоническая активность в зоне Кобдинского разлома реализовалась в 1988 г. в виде мощного Цамбагаровского землетрясения, сопровождавшегося поверхностными разрывами и сходом мощных ледово-каменных лавин [Авдеев и др., 1989].

На южном окончании *Тонхилского разлома*, протягивающегося вдоль системы передовых хребтов северо-восточной границы Монгольского Алтая, выделена структура *Бидж*. Трасса сейсмогенного разрыва выражена в рельефе в виде уступа высотой около метра, имеющего меридиональное простирание. Судя по трещинам растяжения, смещение по разрыву носило характер правостороннего сдвига. Амплитуда смещения оценивается в 2,5–3,0 м, а возраст — в 500–1000 лет [Хилько и др., 1985].

Все имеющиеся на сегодня сейсмогеологические данные показывают, что напряжения, существующие в земной коре в пределах Монгольского Алтая, реализуются в виде прерывистых смещений взбросово-сдвигового характера по разломам, субпараллельным простиранию основных хребтов горной системы. Все изученные сдвиги являются правосторонними. Вертикальная составляющая перемещения по разломам в несколько раз меньше горизонтальной. Лишь на юго-восточном окончании Монгольского Алтая, в зоне его сочленения с Гобийским Алтаем, отмечается несколько структур, относящихся к левосторонним сдвигам [Молнар и др., 1995]. Это связано с их нахождением на продолжении основных сдвиговых структур Гобийского Алтая, где преобладают левосторонние сдвиги [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963].

Поверхностные разрывы, образовавшиеся в результате Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г., изучены совместной советско-монгольской экспедицией почти сразу после серии катастрофических толчков. Подробный отчет экспедиции, опубликованный в 1963 г., до настоящего времени остается образцом комплексного сейсмогеологического исследования, положившим начало формированию не только советской сейсмогеологической школы, но и мировой сейсмогеологии [Молнар и др., 1998].

На основе макросейсмических и иных сейсмологических и геофизических характеристик недавно сделана оценка геомеханических и геокинематических параметров, а также энергии, выделившейся в результате одного из сильнейших в XX в. Гоби-Алтайского землетрясения. Идея оценки энергии заключалась в прямом подсчете работы, необходимой для перемещения блока пород земной коры на некоторое расстояние. Величина смещения была определена при изучении сейсмодислокаций, сформировавшихся при землетрясении. Макросейсмические исследования позволили также вычислить приблизительно длину и ширину сейсмогенной структуры. Вертикальные размеры основного разрыва приняты равными средней глубине очаговых зон (20 км). Петрофизические данные были привлечены для оценки средней величины плотности пород, слагающих блок, а геомеханические — эффективного значения модуля сдвига. Для Гоби-Алтайского землетрясения значение выделившейся энергии составляет 10^{18} Дж [Борисов и др., 1992].

В результате серии мощных землетрясений 1957–1958 гг. в Гобийском Алтае сформировались три крупные системы сейсмодислокаций. Главный поверхностный разрыв *Богдо* тянется вдоль северной границы Гобийского Алтая, на стыке его с Долиной Озер, надвиг *Тормхон* примыкает к нему под прямым углом с юга, третья система разрывов — *Гурбан-Булак* — расположена вдоль южной границы горных сооружений [Солоненко и др., 1960].

Разрыв *Богдо* протягивается более чем на 250 км. Общее простирание субширотное. По характеру смещения это почти чистый левосторонний сдвиг с вертикальной составляющей смещения 0,5–1,0 м на большей части своего протяжения. На отдельных участках разрыв отклоняется от основного простирания (транспрессионные изгибы). Вертикальная составляющая здесь достигает 7–8 м. Плоскость сместителя падает на юг под углом 65–70° [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963]. Более поздние измерения дают несколько меньшие значения [Окал, 1976]. Весь Гобийский Алтай в результате переме-

щений по разрыву оказался смещенным к востоку относительно Долины Озер и Хангая. Относительное поднятие при этом составило примерно метр. В западной части разрыва амплитуда сдвига достигает 7–8 м. Вертикальная составляющая перемещения здесь не более 2–3 м. В центральной части разрыва левостороннее смещение составляет 5–6 м, а вертикальное – менее метра. Далее на восток, после примыкания Тормхонского надвига, амплитуда горизонтального смещения снижается до 3–4 м. Восточное окончание разрыва поворачивает к юго-востоку, огибая горные сооружения, вертикальное смещение здесь местами достигает 2–3,5 м. Суммарная амплитуда вертикальных перемещений по данной системе разломов за кайнозой до 3000 м (рис. 41). Если соотношение между вертикальной и горизонтальной составляющими сильно не менялось, то горизонтальные перемещения составили 15–20 км. Опубликованные в последнее время определения скоростей сдвига с использованием данных о концентрации изотопа ^{10}Be , возникающего в горных породах под воздействием космического облучения, не вызывают особого доверия. Этим методом средняя скорость сдвига за весь период новейшей активизации определена в 1,2 мм/год, что входит в противоречие с данными о скоростях сдвига по геологическим данным (20 мм/год) [Ritz et al., 1995]. Если принять эти данные, суммарная амплитуда горизонтальных перемещений не превышает за период активных движений с конца плейстоцена 3000 м, что несовместимо с наблюдаемым преобладанием сдвиговых перемещений по разлому по отношению к взбросовым.

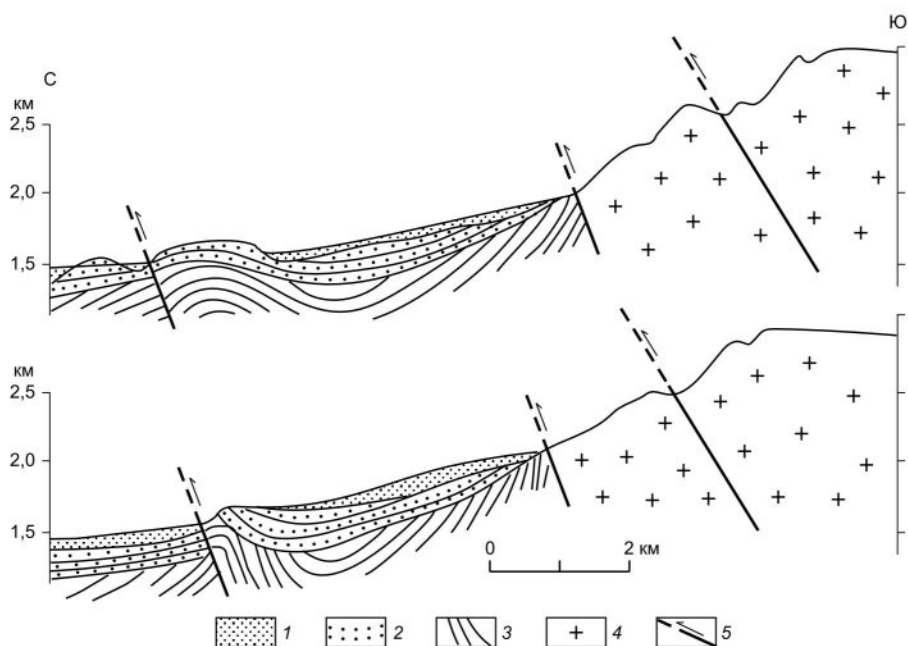


Рис. 41. Геологическое строение зоны перехода от Гобийского Алтая к Долине Озер (по [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963] с изменениями).

1 — отложения голоцена и верхнего плейстоцена; 2 — раннечетвертичные отложения свиты гошу; 3 — неогеновые отложения свиты хунгурэ; 4 — палеозойские породы; 5 — взбросо-сдвиги.

Тормхонский надвиг примыкает с юга к разрыву Богдо. Общее простирание структуры субмеридиональное. В рельефе трасса разрыва выражена обращенным на восток уступом высотой от 1,0 до 9,5 м (на ровных участках рельефа обычно около 3,5 м), протягивающимся в субмеридиональном направлении более чем на 32 км. Соотношение трассы разрыва с рельефом указывает, что поверхность сместителя полого падает на запад [Солоненко и др., 1960]. Судя по замерам борозд скольжения, имела место также и правосдвиговая составляющая перемещения. В литературе встречаются мнения о сбросовом характере Тормхонской структуры, основанные на том, что суммарная амплитуда левостороннего смещения по обновленному участку Богдинского разлома к западу от места примыкания Тормхона несколько больше, чем к востоку, и это свидетельствует о режиме не сжатия, а растяжения в этом районе [Tarronnier, Molnar, 1979]. Однако следует учитывать, что смещения по Богдинскому разлому произошли в результате ряда сейсмических событий, а Тормхонская структура одномоментно сформирована в результате Гоби-Алтайского землетрясения [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963; Молнар и др., 1995].

Гурбан-Булакская система разрывов протягивается более чем на 70 км в северо-восточном направлении вдоль южного подножия хр. Их-Богдын-Нуру, образующего центральное звено в цепочке хребтов Гобийского Алтая. В рельефе разрывы системы выражены обращенными к югу уступами высотой 4–8 м (реже 1–2 м). В основном они тяготеют к южным границам цепочки передовых тектонических выступов, прорывающих шлейфы предгорной равнины. Плоскость сместителя падает повсеместно в северном направлении, причем угол падения варьирует в пределах от 30 до 68°. По всем признакам движение по разрывам носило взбросовый характер. Во многих местах непосредственно после землетрясения уступ имел вид нависающего фаса [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963]. К 1990 г. произошло обрушение первичного тектонического уступа и образование тектоногенного склона с наклоном поверхности, близким к углу естественного откоса рыхлого материала в данном регионе (около 30°). Для большей части разрывов определяется вертикальное смещение от 2 до 4 м [Молнар и др., 1995].

Исследователями Гоби-Алтайского землетрясения были описаны многочисленные мелкие сейсмогенные структуры в районе эпицентра землетрясения, в хр. Их-Богдын-Нуру (Ихе-Богдо), включая интересную структуру обрушения в центральной части хр. Битут [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963]. Все они складываются в общую картину выдавливания горных сооружений Гобийского Алтая по системе пограничных сдвига-взбросов с опережающим ростом передовых хребтов-форбергов и смещением всей горной системы относительно Долины Озер в результате общего регионального сжатия.

К востоку от описанной зоны сейсмодислокаций на окончании горных сооружений Гобийского Алтая закартированы еще три относительно коротких поверхностных разрыва, связанных с менее мощными землетрясениями. Два разрыва длиной 10 и 20 км тянутся один за другим в направлении, меняющемся с юго-восточного на северо-восточное. Они выражены в рельефе уступами, обращенными на север, высотой 1,5–2,0 м. Плоскость сместителя пада-

ет под горные сооружения под углом от 45 до 60°. Горизонтальное смещение не установлено. Образование разрывов связывают с Унегетинским землетрясением 1903 г. [Нацаг-Юм и др., 1971; Хилько и др., 1985]. Третий разрыв образовался при Бурынхярском землетрясении 1960 г. Он выражен в рельефе уступом высотой 0,15–0,20 м, простирающимся в северо-западном направлении примерно на 18 км, сформированным взбросом юго-западного крыла [Нацаг-Юм и др., 1971]. Взбросово-надвиговый характер подвижек при сжатии по оси северо-восточного простирания выявляется при анализе очага землетрясения [Введенская, Балакина, 1960], но детальное изучение разрывов выявляет и небольшой горизонтальный компонент смещения (0,05–0,10 м) [Хилько и др., 1985]. Таким образом, на восточном фланге Гобийского Алтая при образовании сейсмогенных разрывов преобладает взбросообразование.

На северо-западных окончаниях южной и северной границ Гобийского Алтая С. Д. Хилько и др. [1985] выявили еще четыре зоны сейсмогенных поверхностных разрывов с левосторонним сдвигом по ним. Разрывы Баян-Цаганского землетрясения 1958 г. протягиваются примерно на 7 км вдоль южного склона хр. Баян-Цаган-Нуру. Вертикальное смещение по ним, судя по высоте отчетливого уступа, не превышает метра. Разрывы системы Чандмань выражены в рельефе эродированным уступом высотой менее метра. Возраст уступа оценивается в 500–1000 лет. Левостороннее смещение выявлено по простиранию сопряженных с уступом валов выпирания.

Структура Мянгайн прослежена более чем на 80 км вдоль северной границы Гобийского Алтая. Она выражена в рельефе уступом высотой от 1 до 4 м, обращенным как к югу, так и к северу. Вероятно, эта структура формировалась многоактно — от 1000 до 1500 лет назад. Невыдержанность по простиранию ориентации уступа свидетельствует о преобладании сдвиговой составляющей смещения. Разрыв Худжиртын расположен западнее. Он протянут в субширотном направлении более чем на 28 км и выражен в рельефе сильно разрушенным, обращенным на север уступом высотой 2,5–3,0 м. Плоскость сместителя, хорошо различимая по зеркалам скольжения в коренных породах, падает под углом 60° на юг под хребет.

Тенденция к левостороннему сдвигообразованию проявляется и в южной части Монгольского Алтая. На границе с Барун-Хурайской впадиной расположен *Булганский разлом*, выраженный в рельефе субширотным поверхностным разрывом с уступом, обращенным на юг. Его протяженность более 35 км (западное окончание не изучено, поскольку уходит в Китай). Левостороннее смещение устанавливается по валам выпирания и оценивается примерно в 2 м. Вертикальное перемещение не превышает 1 м [Хилько и др., 1985]. По геологическим данным плоскость сместителя падает на север, и по нему длительное время происходит надвигание Алтая на Барун-Хурайскую впадину [Тихонов, 1974].

Преобладающим типом активного разломообразования Алтая является взбросо-сдвиг. *Правосторонние сдвиги* происходят в пределах Русского и Монгольского Алтая по разломам северо-западного простирания. *Левосторонние сдвиги* по разломам юго-восточного простирания развиты в Гобий-

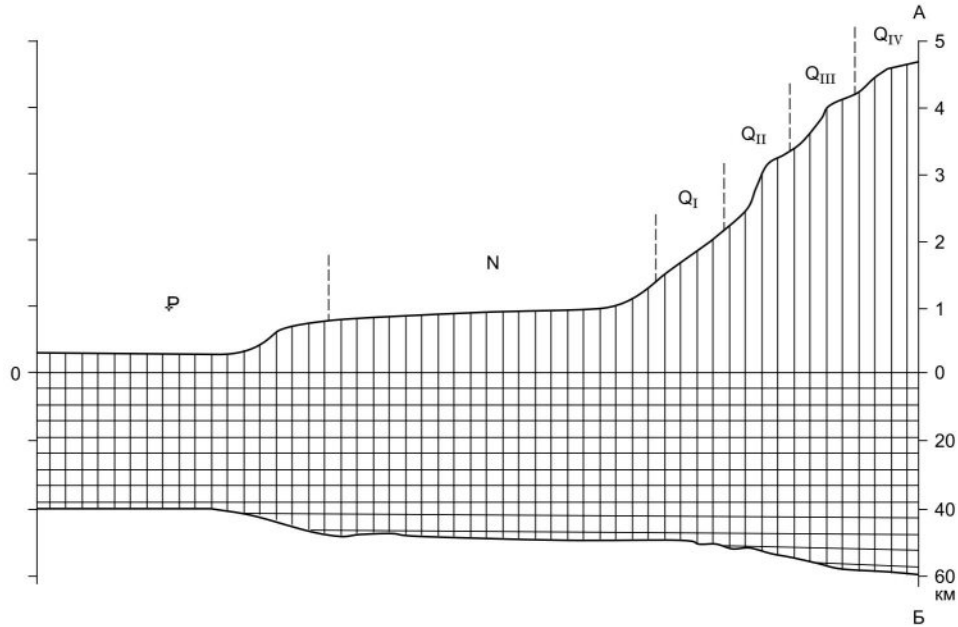


Рис. 42. Схема увеличения мощности земной коры и высоты горных сооружений Алтая в кайнозое.

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

ском Алтае. Поле напряжений, связанное с этим сопряженным сдвигообразованием, представлено сжатием в северо-восточном направлении и растяжением по оси северо-западного простирания. Данное поле напряжений в последние десятилетия объясняется сближением Индии и Евразии. Одним из результатов регионального сжатия стало поэтапное увеличение мощности земной коры и высоты горных сооружений в период с олигоцена по голоцен. Основная фаза роста горных сооружений по результатам анализа осадочного разреза впадин приходится на четвертичное время (рис. 42).

В условиях относительно прочной коры континентального типа невозможны значительные сдвиговые перемещения без относительного вращения блоков относительно друг друга. Правостороннее сдвигообразование в Монгольском Алтае частично компенсируется при образовании сбросов и надвигов по нарушениям северо-восточного и северо-западного простирания, развитым в пределах Русского Алтая. Возможно, поглощение сдвиговых перемещений неполное, и происходит поворот Алтая против часовой стрелки по отношению к окружающим его блокам. Подобный механизм компенсации сдвиговых внутриконтинентальных деформаций описан для других регионов [Ekström, England, 1989].

Правостороннее смещение по северо-западным разломам Монгольского и Русского Алтая и левостороннее — по субширотным разломам Гобийского Алтая также свидетельствуют о повороте Монгольского Алтая против часовой стрелки относительно Гобийского Алтая. Обе горные системы стремятся развернуться относительно жесткого и изометричного Хангайского блока, образующего упор с северо-востока. Горообразование в пределах Хангая, судя по морфологии новейших структур [Уфимцев, 1995], имеет совершенно другой механизм и связано с длительно существующим там мантийным плюмом [Зорин и др., 1982; Logatshev, Zorin, 1987]. Таким образом, Гобийский Алтай, с одной стороны, а Монгольский и Русский Алтай — с другой, принадлежат к разным блокам,двигающимся в разных направлениях и вращающимся относительно друг друга.

Преобладающими типами активных разрывов в обоих случаях являются косые сдвиги, вертикальная составляющая перемещения по которым в 3–5 раз меньше горизонтальной. Различается только характер сдвиговых перемещений — правосторонний в Монгольском Алтае и левосторонний в Гобийском Алтае. Структуры зеркально-симметричны относительно плоскости северо-восточного простирания. Монгольский и Русский Алтай 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 в земной коре и скоростям перемещений по разломам. Более того, он возможно обладает повышенной сейсмичностью, поскольку напряжения, реализующиеся в широкой полосе разрывов в пределах Монгольского Алтая, сосредоточены здесь в пределах сравнительно узкой зоны.