

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АЛТАЯ

План новейших и современных движений Горного Алтая в значительной степени был предопределён всем предыдущим тектоническим развитием территории. Для понимания и выявления пространственного и временного распределения эпицентральных зон крупных землетрясений Горного Алтая необходимо выполнить обзор его геотектонического положения в общей структуре Алтайской горной системы, дать характеристику структурно-геологических комплексов докайнозойского фундамента Горного Алтая и прилегающих к нему территорий и определить их соотношения с кайнозойской структурой.

2.1. Докайнозойская структура региона**2.1.1. Общие структурно-геологические особенности Алтайской горной страны**

Алтай представляет собой горную систему – западную часть Алтае-Саянской области палеозойской складчатости Южной Сибири, простирающуюся более чем на 2000 км с северо-запада (от Западно-Сибирской равнины) на юго-восток (до Гоби), от Западного Саяна – на востоке до Иртыша (Калбинской зоны) – на западе. Тектонический план этой обширной территории определяется наличием нескольких крупных структур земной коры, отличающихся возрастом консолидации и составом субстрата. На севере региона расположены структуры собственно Алтая (подразделяющегося на Горный и Юго-Западный), на юге – Монгольского Алтая и Гобийского Алтая. В общем плане в направлении с юго-востока на северо-запад наблюдается постепенное омолаживание возраста консолидации тектонических зон. Зоны энсиалического заложения перемежаются с энсиматическими [Рогожин и др., 1995].

Тектонические зоны Алтайской горной области имеют в плане форму пологой, выпуклой к юго-западу дуги (рис.2). В тылу этой дуги располагается пояс салаирид прилегающей с юго-востока Озёрной тектонической зоны, образовавшейся на древней коре океанического типа [Дергунов и др., 1980, 1982]. С запада Салаирский пояс обрамляется каледонидами Монголо-Алтайской зоны, охватывающими одноимённую систему хребтов на западе Монголии. На их северо-западном продолжении в пределах Российской Федерации располагаются каледонские структуры Горно-Алтайской зоны, имеющие линейную северо-западную ориентировку. Узкая, выклинивающаяся в юго-восточном и восточном направлениях в районе сочленения со структурами Гобийского Алтая, зона каледонид становится широкой в пределах Монгольского и Горного Алтая.

Разрезы Монголо-Алтайской зоны представлены преимущественно нижнепалеозойскими терригенными, карбонатно-терригенными флишoidalными и кремнисто-сланцевыми комплексами, часто высокометаморфизованными (до уровня амфиболитовой фации) и прорываемые разнообразными гранитоидами ранне-среднепалеозойского возраста. На структуры этого

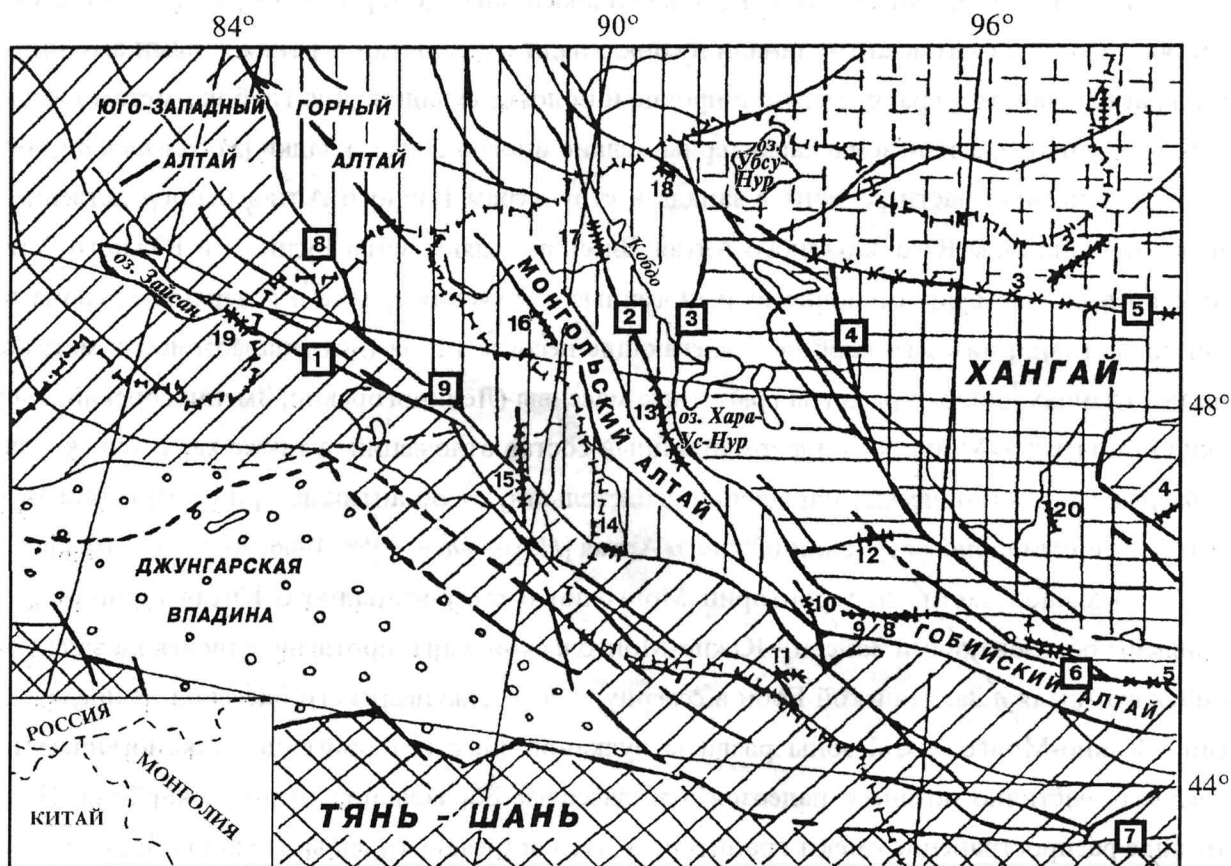


Рис. 2. Карта сеймотектоники Алтайской горной области и прилегающих территорий (составили Е.А.Рогожин и А. Баясгалан, 1995)

1 – ядро досалаирской консолидации (Джунгарская Гоби); 2-4 – области салаирской консолидации: Хубсугульская зона (2), Хангайский массив (3), Озёрная зона (4); 5 – Монголо-Алтайская зона каледонской консолидации; 6-8 – области герцинской консолидации: Заалтайская (Зайсан-Южномонгольская) зона (6), Хангай-Хэнтэйская зона (7), Северный и Гобийский Тянь-Шань (8); 9 – глубинные разломы (цифры в квадратных рамках – разломы: 1 – Уленгуро-Зайсанский, 2 – Толбонурский, 3 – Цаган-Шибетинский, 4 – Дзабханский, 5 – Хангайский, 6 – Ихэбогдинский, 7 – Северо-Тяньшанский, 8 – Кара-Иртышский, 9 – Иртышский); 10 – палеосейсмодислокации; 11 – современные сейсмодислокации. Цифрами обозначены сейсмогенные структуры: 1 – Бусингольская, 2 – Цэцэрлэгская (9.07.1905 г.), 3 – Болнайская (23.07.1905), 4 – Эгийндабанская, 5 – Гоби-Алтайская (4.12.1957), 6 – Чандмань, 7 – Мянгайн, 8 – Худжиртын, 9 – Верхнетогрская, 10 – Бидж, 11 – Тахийншарская (4.07.1974), 12 – Шаргинская, 13 – Ар-Хутэл, 14 – Булганская, 15 – Фуюньская, 16 – Сагсай, 17 – Чихтэйн, 18 – Урэгнурская, 19 – Зайсанская (14.06.1990), 20 – Буянтская

этажа наложены среднепалеозойские молассовые и вулканогенно-молассовые прогибы. В палеотектоническом аспекте Монголо-Алтайская зона рассматривается в отдельных подзонах как система вытянутых опускающихся и воздымающихся блоков, заложившихся в начале раннего палеозоя на коре континентального или переходного типа [Волочкович, 1986].

В Монголо-Алтайской зоне крупные пликативные деформации отмечаются в осевых её частях – это узко сжатые антиклинали и синклинали с большими вертикальными амплитудами, и в краевых частях – сравнительно широкие и пологие складки. Для глубоко метаморфизованных толщ ордовика этой зоны характерны мелкие многофазные складки [Рогожин и др., 1995].

В северной части региона с запада к структурам Горного Алтая непосредственно примыкают герциниды Юго-Западного Алтая. Здесь выделяют зоны Рудного и Южного Алтая. В их строении участвуют осадочно-вулканогенные отложения среднего и верхнего девона и терригенные толщи нижнего карбона, залегающие несогласно на нижнепалеозойских метаморфических сланцах; широко развиты гранитные массивы (Лениногорский, Змеиногорский, Калбинский комплексы). Мощности и формационный состав отложений, а также характер складчатых и разрывных тектонических нарушений свидетельствуют об антиклинорном строении Рудного Алтая и синклинорном строении Южного Алтая [Нехорошев, 1958, 1966, Кузнецов, 1966].

В южной части, на территории Монголии и северо-западного Китая герциниды представлены образованиями Зайсан - Южно-Монгольской зоны, протягивающейся на запад от Гобийского Алтая и Заалтайской Гоби в северную часть Джунгарского бассейна. В пределах Зайсан - Южно-Монгольской зоны развиты вулканогенные и терригенно-вулканогенные толщи среднего, частично позднего палеозоя и молассовые образования среднего карбона. Незначительное распространение имеют гранитоиды, зато встречаются сравнительно обширные магматические тела базитового состава [Тектоника ..., 1974].

В некоторых зонах Гобийского Алтая и Чарской зоне Казахстана в виде линейных поясов протягиваются офиолитовые образования [Руженцев, Поспелов, 1992]. Герциниды Юго-Западной и Южной Монголии, Зайсанской и Чингиз-Тарбагатайской зон обычно принято относить к структурам, заложенным на коре океанического типа [Волочкович, 1986].

Внутренняя структура описанных тектонических зон существенно изменяется от зоны к зоне. В примыкающей с востока Озёрной зоне развита полная – голоморфная – разновидность складчатости: узкие, иногда изоклинали антиклинали и килевидные синклинали обычно с чётко выраженной вергентностью. При этом среднепалеозойские молассовые толщи орогенного комплекса выполняют ядра крупных синклиналей. По форме эти складки значительно более открытые и широкие, чем в толщах комплекса более древних пород. Орогенные образования налегают на последние с явным угловым несогласием [Рогожин и др., 1995].

Тектонические зоны Алтая разделяются глубинными разломами (рис.2, 3). Условная граница, отделяющая складчатую систему Горного Алтая от расположенных восточнее структур Западного Саяна, проходит вдоль Шапшальского разлома на севере и восточной окраины Монгольского Алтая на юге [Нехорошев, 1958]. Граница между Горным и Юго-Западным Алтаем проходит вдоль разломов Северо-Восточной зоны смятия, а между Юго-Западным Алтаем и Калбинской зоной – вдоль Иртышского глубинного разлома. Монголо-Алтайская зона отделяется на востоке и северо-востоке от салаирских структур Озёрной тектонической зоны Цаган-Шибетинским глубинным разломом. Этот разлом сочленяется с Ихэбогдинским, отделяющим структуры Гобийского Алтая от Озёрной зоны. С юга Монголо-Алтайская зона граничит с

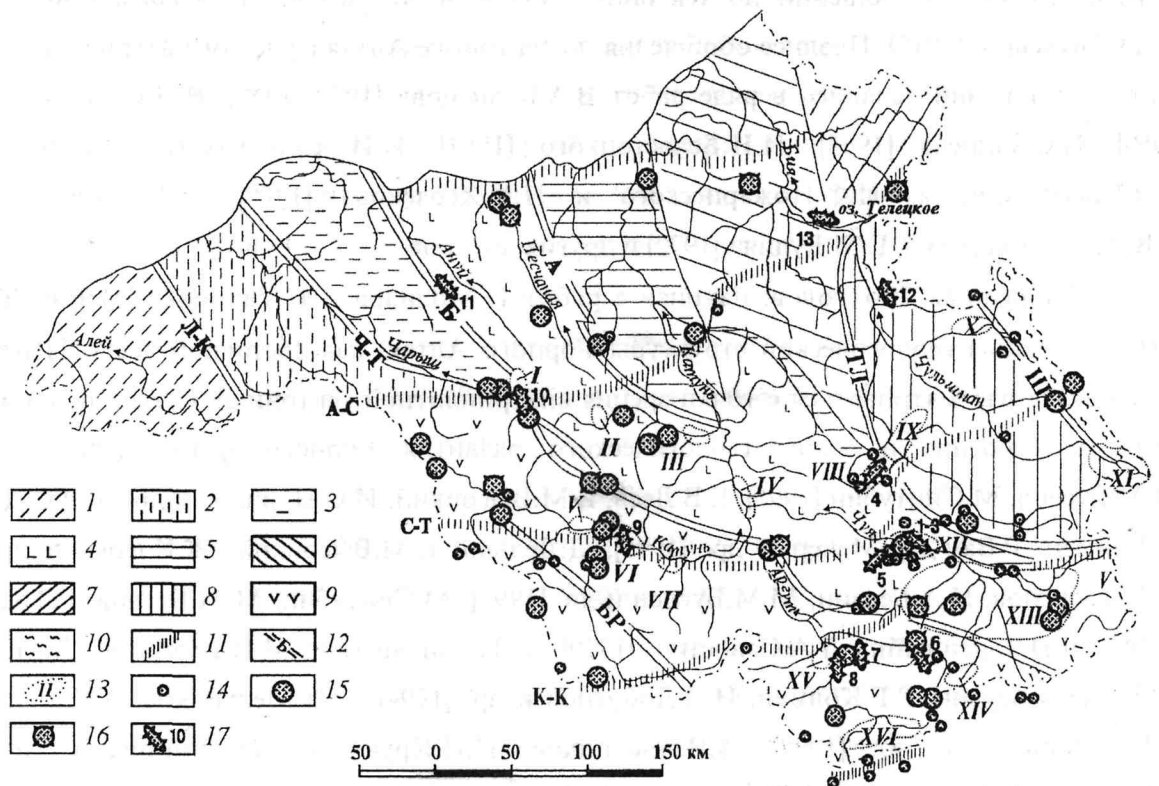


Рис. 3. Структурно-тектоническая схема Горного Алтая (составлена на основе геологической карты 1973 г. м-ба 1:500 000 и тектонической карты 1978 г. м-ба 1:600 000)

Структурно-формационные зоны: 1 – Рудно-Алтайская, 2 – Чарышская, 3 – Талицкая, 4 – Ануйско-Чуйская, 5 – Бийско-Катунская, 6 – Уйменско-Лебедская, 7 – Кондомская, 8 – Восточно-Алтайская, 9 – Холзунско-Чуйская, 10 – Саяно-Шапшальская. Зоны глубинных разломов: II – каледонского заложения, 12 – герцинского заложения (Л-К – Локтёвско-Караиртышский, Ч-Т – Чарышско-Теректинский, Б – Бацелакский, А – Алтайский, ТЛ – Телецкий, К – Курайский, БР – Берельский, А-С – Алейско-Саянский, С-Т – Семипалатинско-Тувинский, К-К – Кызыловско-Курайский); 13 – межгорные новейшие впадины (I – Канская, II – Еловская, III – Урскульская, IV – Яломанская, V – Абайская, VI – Уймонская, VII – Катандинская, VIII – Сарылукульская, IX – Улаганская, X – Сайгоньшская, XI – Джулукульская, XII – Курайская, XIII – Чуйская, XIV – Тархатинская, XV – Самахинская, XVI – Бертекская); Эпицентры землетрясений с магнитудой, равной: 14 – 3.5, 15 – 4.0-4.9, 16 – более 5.0; 17 – палеосейсмодислокации (1-3 – Центрально-Курайские, Менкский сейсморазрыв), 4-13 – сейсморазрывы: 4 – Сарыачинский, 5 – Ештыккельский, 6 – Акбульский, 7 – Тюньский, 8 – Ак-Алахинский, 9 – Уймонский, 10 – Канский, 11 – Щепетинский, 12 – Басконский, 13 – Тевенёкский

герцинидами вдоль Булганского (Заалтайского) разлома. Большинство межзональных разломов в плане подчёркивают дугообразную форму тектонической зональности. Они хорошо выражены в рельефе, а местами носят следы сейсмогенерирующих подвижек [Землетрясения ..., 1985; Тектоника ..., 1974].

2.1.2. Основные черты геологической истории и тектонического строения Горного Алтая

Вопросы геологического строения и истории развития Горного Алтая рассматривались в работах многочисленных исследователей этого района, начиная с Г.Е.Щуровского и П.А.Чи-

хачёва. Попытки обобщений по тектонике Алтая были сделаны И.П.Толмачёвым [1914] и В.А.Обручевым [1915]. Позднее обобщения по тектонике Алтая с учётом материалов последующих исследований делались в ряде работ В.А.Кузнецова [1952, 1954], В.П.Нехорошева [1958, 1959], Н.С.Зайцева [1963], И.И.Белостоцкого [1961], И.И.Белостоцкого, Л.П.Зоненшайна, Б.Н.Красильникова, И.Ф.Пожарисского и Н.И.Хераскова [1959], В.А.Кузнецова [1966], Е.В.Девяткина [1965], Е.М.Рудича [1972] и других авторов.

С середины 70-х годов, начиная с работ П.Молнара и П.Таппонье [Molnar, Tarronier, 1975], эволюция геологической структуры Горного Алтая, как составной части Центральной Азии, стала рассматриваться с точки зрения внутриплитной тектоники. С этих позиций тектоническое строение и этапы геологического развития Горного Алтая охарактеризовали М.М.Буслов, М.Синтубин [1995]; Е.В.Деев, Е.М.Высоцкий, И.С.Новиков и др. [1995]; Д.Дельво, К.Тенисен, Р.Ван-дер-Мейер и др. [1995]; Д.Дельво, Е.М.Высоцкий, Ж.Клеркс и др. [1995]; Н.Л.Добрецов, Н.А.Берзин, М.М.Буслов и др. [1995]; М.Синтубин, М.М.Буслов, Г.Траппенирс [1995]; Л.П.Зоненшайн, Л.А.Савостин [1979]; Л.П.Зоненшайн, М.И.Кузьмин, Л.М.Натапов [1990]; Н.А.Берзин, Р.Г.Колман, Н.Л.Добрецов и др. [1994]; А.И.Мельников, А.Г.Владимиров, А.В.Плотников и др. [1998]; А.В.Плотников, Н.Н.Крук, А.Г.Владимиров и др. [1998]; Б.М.Чиков, С.Ю.Беляев, Е.В.Деев и др. [1998] и другие. Согласно этой концепции, весь регион Центральной Азии представляется типично аккреционно-коллизионной структурой, образованной в результате аккреции островных дуг и микроконтинентов при закрытии в конце палеозоя Палеоазиатского океана.

Главные этапы геотектонического развития

Геологическое строение и история геотектонического развития Горного Алтая отличаются большой сложностью. Главными этапами развития подвижной системы Горного Алтая были раннекаледонский (салаирский), позднекаледонский и раннегерцинский [Рудич, 1972], в течение которых оформились основные тектонические структуры этого региона.

Геологическая история Горного Алтая восстанавливается с верхнего протерозоя, со времени заложения обширной Алтае-Саянской системы прогибов, занимавшей территорию Тувы, Западного Саяна, Горного и Рудного Алтая. К началу кембрия в ней наметились два отдельных прогиба, пространственно связанных с субширотными Алейско-Саянским и Семипалатинско-Тувинским разломами. Эти структуры разделялись поднятием, располагавшимся на месте осевой зоны Западного Саяна и центральных районов Горного и Рудного Алтая.

Раннекаледонский этап развития подвижной системы завершился на рубеже среднего и верхнего кембрия общей инверсией. В результате восходящих движений, охвативших в это время прогибы, на их месте возникли центральные поднятия позднекаледонского этапа. А в зоне раннекаледонского воздымания, напротив, образовался наложенный прогиб, развивавшийся в дальнейшем унаследовано. В позднем силуре вся территория испытала общее поднятие, сопровождавшееся кислым интрузивным магматизмом, метаморфизмом и складчатостью. Это вызвало деградацию режима дифференцированного развития (в позднекаледонский этап режим

интенсивного прогибания сохраняется лишь в пределах Ануйско-Чуйской зоны), и к концу силурийского периода каледонская подвижная система полностью стабилизировалась.

Ещё задолго до стадии отмирания каледонской подвижной системы в её пределах начался процесс переработки каледонских структур. Он был связан с заложением в раннем ордовике глубинных разломов северо-западного и субмеридионального простираний, поперечных каледонским структурным зонам. Эти наложенные структуры постепенно разрастались, расчленяя субширотные прогибы на изолированные седиментационные бассейны, сохранившие внутреннюю близширотную зональность, но приобретшие новую общую северо-западную ориентировку. В формировании герцинских структур Горного Алтая в равной мере участвовали движения обоих планов: наложенного и унаследованного [Богачкин, 1981].

В раннегерцинский этап происходит дальнейшее накопление мощных толщ осадочных образований в Ануйско-Чуйском прогибе. Остальная территория является относительно стабильной областью. Одновременно происходит формирование наложенных межгорных впадин типа Улаганской и Еринитской мульды [Девяткин, 1965]. В конце девона консолидируется и Ануйско-Чуйская подвижная зона, происходит общее поднятие территории, сопровождающееся интрузивным магматизмом и образованием в девонских эффузивно-осадочных толщах складок северо-западного простирания. С этого момента начался орогенный этап развития рассматриваемого района, который позже сменился длительным платформенным этапом, продолжавшимся до новейшего времени.

В течение всего каменноугольного и, возможно, пермского периодов Горный Алтай представлял собой область поднятий и денудации. В это время продолжалась интенсивная переработка каледонских структур.

Наиболее мобильными в карбоне и перми были зоны глубинных разломов северо-западного простирания (Курайско-Телецкого, Шапшальского и др.), вдоль которых формировались незначительные по площади узкие шовные прогибы типа грабенов. Вдоль субширотных глубинных швов тектонические подвижки в этот период, по-видимому, не происходили.

В триасе интенсивность тектонических движений на рассматриваемой территории значительно ослабла, что привело к выравниванию созданного палеозойскими складчатыми и горообразовательными движениями контрастного горного рельефа и формированию коры выветривания. Триасовая (дораннеюрская) кора выветривания фиксируется в ряде мест по периферии Алтая [Малолетко, 1963], а также в пределах Юго-Восточного Алтая, в Каргинском прогибе [Рейснер, Розанов, 1972].

Новое оживление тектонических движений намечается в начале ранней юры. Нижнеюрские отложения в пределах рассматриваемого региона известны лишь в зоне Шапшальского разлома: в Сайгоньшской впадине и Каргинском грабене [Добрецов и др., 1995]. Их состав и мощность свидетельствуют о значительной активизации тектонических движений в пределах Шапшальского глубинного шва. В юго-западной части Чульшмано-Шапшальского района нижнеюрские движения были довольно интенсивными, сопоставимыми по темпу и амплитудам

с кайнозойскими. К западу эти движения затухали и носили характер малоамплитудных подвижек по разломам северо-западного направления.

Уже в средней юре тектонические движения вновь значительно ослабли, и со второй половины юрского периода на территории Горного Алтая установился режим почти полного тектонического покоя. Довольно стабильная, малоактивная тектоническая обстановка сохранялась вплоть до кайнозойского времени. За этот период рельеф Алтая был выровнен, и горная страна превратилась в невысокую пологонаклонную денудационную равнину, с площадной корой выветривания [Богачкин, 1981]. С воздымания и расчленения этого пенеплена в неогене начинается этап неотектонического развития Горного Алтая и формирования новейшей структуры региона.

Основные черты тектонического строения Горного Алтая

Согласно тектоническому районированию, в пределах Горного Алтая выделяются структурно-формационные зоны с вулканогенно-осадочным и осадочным выполнением палеозойских разрезов, заложившиеся на коре континентального типа. Первые характеризуются широким развитием спилит-кератофировой формации и инициальным магматизмом. К ним относятся Бийско-Катунский, Восточно-Алтайский антиклинории, а также частично зоны вдоль глубинных разломов, обрамляющих выступы фундамента в Холзунско-Чуйском и Восточно-Алтайском антиклинориях. В зонах второго типа представлены кремнисто-терригенные, терригенные (флишоподные) формации и гранитоидные интрузивы. Таковы Талицкий, Холзунско-Чуйский, Восточно-Алтайский антиклинории, Чарышский, Ануйско-Чуйский, Уйменско-Лебедской синклинории [Атлас ..., 1978] (см. рис.3).

На северо-западе Горного Алтая располагается Чарышская синклинорная зона (или синклинорий северо-западного Алтая – западная часть Ануйско-Чуйской зоны, по В.А.Кузнецову [1967]), отделенная от герцинид Рудного Алтая Локтевско-Караиртышским разломом (тектоническим швом Северо-Восточной зоны смятия). В её пределах выделяются структуры второго порядка, крупнейшей из которых является Чагырский синклинорий. Здесь полно представлен нижнепалеозойский разрез от существенно терригенного верхнего кембрия, до сланцево-известкового верхнего силура. Доля карбонатного материала возрастает к верхней части разреза. В северной части синклинория нижнепалеозойские толщи несогласно перекрываются слабо дислоцированными, полого залегающими эффузивно-осадочными толщами среднего девона. Характерной особенностью тектонического строения этой части Алтая является наличие как северо-западной, так и субширотной ориентировки складчатых и разрывных структур. Типично также субширотное простираение наложенных герцинских мульд и депрессий, наследующих положение отрицательных структур каледонского этапа.

К востоку от описанной зоны располагается Талицкий антиклинорий, выделяемый ранее В.А.Кузнецовым [1967] в составе Ануйско-Чуйской структурно-формационной зоны. На западе он ограничен Чарышским разломом. Восточная граница выражена менее чётко. В ядре антиклинория обнажены филлитизированные глинистые сланцы, порфириды, туфы, метаморфические сланцы с горизонтами микрокварцитов и мраморов верхнего протерозоя - нижнего кем-

брия. Крылья в северной части сложены сланцами, песчаниками с горизонтами порфиритов, кремнистых сланцев и яшм нерасчленённых кембрия и ордовика. В южной части антиклинория развиты терригенные грубообломочные осадки среднего кембрия - нижнего ордовика. В целом, территория антиклинория характеризуется глубоким денудационным срезом, в результате которого в его пределах вскрываются довольно крупные герцинские гранитные массивы.

Для Талицкой и Чарышской зон характерно расположение структур второго порядка под углом к простиранию зоны в целом. Очевидно, это является выражением перестройки более древних субширотных структур в позднекаледонский и герцинский этапы.

К югу нижнепалеозойские отложения обеих структурных зон погружаются и перекрываются образованиями среднего девона, выполняющими герцинский Коргонский межгорный прогиб. Здесь развиты эффузивно-осадочные наземные и эпиконтинентальные отложения эйфельского возраста, в составе которых отмечается присутствие альбитофира-яшмовой гематитоносной формации. Эйфельские образования стратиграфически выше сменяются морскими известковисто-глинистыми осадками живета.

Крупнейшая отрицательная структура Горного Алтая – Ануйско-Чуйский синклиниорий, расположенный между Талицким и Холзунско-Чуйским антиклинориями на западе и Катунским антиклинорием на востоке. Границами синклинория являются зоны глубинных разломов: Бащелакского – на западе, Теректинского – на юге и Телецко-Курайского – на востоке. Это очень крупная, сложно построенная и длительно развивающаяся складчатая структура прослеживаемая через весь Горный Алтай. Стратиграфический разрез здесь отличается от разрезов других зон Алтая. В основании залегают мощные флишеидные толщи кембрия и ордовика, сменяющиеся выше по разрезу сланцево-известняковыми отложениями ордовика и силура. Для ордовикских толщ характерны линейная складчатость, рассланцевание, а иногда, метаморфизм пород. В осевой части синклинория несогласно залегают глинистые сланцы нижнего девона и эффузивно-осадочные толщи среднего девона, по составу и мощности несколько отличающиеся от синхронных среднедевонских толщ соседних зон Горного Алтая и обнаруживающие сходство с разрезами Рудного Алтая. В ядре синклинория обнажаются сохранившиеся на ограниченных площадях морские отложения франского и фаменского ярусов верхнего девона, а также глинистые морские известняки турнейского яруса нижнего карбона. В юго-восточной части Ануйско-Чуйской зоны развиты континентальные угленосные отложения каменноугольного возраста.

На большей части территории синклинория породы дислоцированы довольно слабо, лишь в приразломных зонах они смяты в изоклинальные складки и разбиты опережающими разломами. Для данной структурно-формационной зоны характерны многочисленные девонские субвулканические и гипабиссальные интрузивы щелочных гранитоидов и габбро.

Весь юг Горного Алтая (от хребта Чихачёва на запад в пределах Сайлюгема, Южно-Чуйского хребта, плато Укок, Катунского хребта) занимает широтно ориентированный Холзунско-Чуйский антиклинорий, характеризующийся средне-позднекаменноугольным возрастом складчатости [Десяткин, 1965]. Северное крыло структуры чётко ограничено Чарышко-

Теректинским глубинным разломом. Южное и восточное окончания зоны уходят в пределы Монголии.

Нижний структурный ярус антиклинория обнажён в пределах Теректинского горстового выступа и представлен кристаллическими сланцами средней и верхней частей верхнего протерозоя. Вверх по разрезу они сменяются интенсивно дислоцированными зеленокаменными вулканогенно-осадочными образованиями нижнего кембрия. Стратиграфически выше расположены мощные песчано-сланцевые флишеподобные толщи кембро-ордовика, особенно широко развитые в Катунском и Южно-Чуйском хребтах. В составе этих толщ участвуют также кристаллические сланцы и гнейсы – продукты глубокого метаморфизма каледонского этапа. Комплекс осадочных и метаморфических пород прорывается каледонскими гранитными интрузиями. Характерно почти полное выпадение из разреза толщ верхнего ордовика, силура и нижнего девона, широко представленных в соседней Ануйско-Чуйской зоне.

На юго-востоке Холзунско-Чуйского антиклинория на раннекаледонском фундаменте, иногда непосредственно на докембрийских кристаллических сланцах, лежат эффузивно-осадочные среднедевонские толщи верхнего структурного этажа, характеризующиеся сравнительно небольшой мощностью и спокойной складчатостью с развитием брахискладок.

Наиболее древней по времени консолидации структурно-формационной зоной Горного Алтая является Бийско-Катунская, в пределах которой выделяются Катунский антиклинорий и Кадринско-Баратальский горст.

Катунский антиклинорий расположен на севере Горного Алтая. Он представляет собой широкую полосу выходов нижнего палеозоя и докембрия, которая сужается и погружается на юге под более молодые отложения Ануйско-Чуйской зоны. В основании разреза Катунского антиклинория вскрываются верхнепротерозойские карбонатные толщи с кварцитами и зеленокаменными эффузивами. Выше лежит серия формаций нижнего и среднего кембрия, главным образом вулканогенно-терригенных по составу, с прослоями рифогенных археоциатовых известняков и доломитов. Верхнепротерозойские и нижнекембрийские образования, объединяемые в катунский комплекс [Белостоцкий, 1956], интенсивно дислоцированы в раннекаледонский (салаирский) этап тектоногенеза и прорваны ультраосновными, основными и гранитоидными интрузиями раннекаледонского магматического комплекса. Особенность разреза зоны – выпадение из разреза флишеподобных песчано-сланцевых толщ громадной мощности, характерных для соседних структурно-формационных зон Горного Алтая.

Кадринско-Баратальский горст расположен на юго-восточном продолжении структур Катунского антиклинория и протягивается узкой полосой от среднего течения р.Кадрин до нижнего течения р.Чаган-Узун. На востоке он отделяется меридионально направленной ветвью Телецко-Курайского глубинного разлома. На юго-западе граница горста со структурами Ануйско-Чуйского синклинория выражена менее чётко. На юго-востоке он приобретает субширотное простирание и оканчивается у устья р.Чаган-Узун, где срезается разломами северо-восточного направления.

В осевой части горст сложен наиболее древними, сильно дислоцированными толщами верхней части верхнего протерозоя [Атлас ..., 1978]. По краям к нему примыкают отложения нижнего-среднего кембрия.

Его субширотная часть построена весьма сложно. Примерно на меридиане пос.Акташ он разделяется на две части продольным разломом и приуроченным к нему шовным прогибом, выполненным отложениями девона и карбона. Сам горст разбит на ряд узких клиньев, ограниченных разломами. Их широтные отрезки довольно чётко срезают разломы других направлений и часто имеют непосредственное выражение в рельефе южного склона Курайского хребта. Плоскости разломов очень круты и имеют обычно северо-восточное падение, а на изгибах горстовой структуры приобретают надвиговую форму [Девяткин, 1965].

Крупной отрицательной структурой является Уйменско-Лебедской синклинорий. С востока он ограничен Телецкой ветвью Курайско-Телецкого глубинного разлома, с запада – Баратальским горстом. Эта депрессионная структура выполнена породами ордовика, силура и девона и представляет собой крупную асимметричную складку.

В основании разреза синклинория лежат карбонатные толщи верхнего протерозоя и нижнего кембрия, а также вулканогенно-осадочные отложения нижнего-среднего кембрия, сложно дислоцированные и прорванные салаирскими интрузиями. Выше их перекрывают известные в северной (Лебедской) части прогиба песчано-сланцевые, существенно пестроцветные толщи ордовика и силура, имеющие ограниченную мощность. На них, а в южной (Уйменской) части прогиба непосредственно на кембрийском фундаменте, несогласно лежат вулканогенно-осадочные толщи среднего и верхнего девона.

На востоке Горного Алтая обособляется обширная Восточно-Алтайская структурно-формационная зона, сложенная сильно дислоцированными метаморфизованными верхнепротерозойскими и нижне-среднекембрийскими отложениями, прорываемыми разновозрастными ультраосновными, основными и гранитоидными интрузиями. В целом складчатая структура зоны антиклинорная. На западе зона отделяется от Уйменско-Лебедского синклинория Телецкой ветвью Курайско-Телецкого глубинного разлома, на востоке она ограничена Шапшальским глубинным разломом. В пределах зоны происходит изменение простирания структур с северо-западного (алтайского) на северо-восточное (западно-саянское). Характерно дугообразное изменение простирания осей складок, соответствующее общему изгибанию Телецкой зоны.

К северу от Телецкого озера обнажены сложнодислоцированные комплексы верхнего протерозоя - нижнего кембрия, расположенные в пределах Кондомского антиклинория. На раннекаледонский фундамент наложены герцинские линейные депрессии северо-западной ориентировки, выполненные вулканогенно-осадочными образованиями среднего и верхнего девона, смятые в крутые складки в шовных зонах глубинных разломов.

Таким образом, Горный Алтай является частью обширной горно-складчатой области, тектонический план которой определяется наличием нескольких крупных структур земной коры, отличающихся возрастом консолидации и составом субстрата и имеющих в плане форму пологой, выпуклой к юго-западу дуги. В палеотектоническом аспекте исследуемая территория

рассматривается как подвижная система энциалического заложения. Формирование основных тектонических структур этого региона (структурно-формационных зон, складчатых сооружений) связано с каледонским этапом развития. Субстратом, на фоне которого происходит развитие современных тектонических движений в Горном Алтае, является хрупкая, мощная, континентальная кора, пронизанная обширными разновозрастными и разными по составу интрузивами, среди которых преобладают гранитоидные массивы. С точки зрения механических свойств геологическая среда Горного Алтая обладает сходством со средой сейсмоактивной зоны Монгольского Алтая и, следовательно, способна порождать землетрясения высоких магнитуд, подобные тем, которые известны в Западной Монголии. Кроме того, в процессе палеозойского развития земная кора была нарушена многочисленными разрывными нарушениями: как крупными глубинными межзональными разломами, так и локальными разрывами разнообразного простирания. Эти дизъюнктивные структуры в изменившемся поле напряжений могут демонстрировать новейшую и современную геологическую и сейсмическую активность.

2.2. Новейшая история и структура района исследований

Интенсивные процессы кайнозойского горообразования обширной горной страны проявились после длительной эпохи позднемиоценового-палеогенового выравнивания. В эту эпоху на всей территории Южной Сибири и Северной Монголии сформировалась пенепленизированная поверхность с широким распространением кор выветривания.

Н.А.Флоренсовым [1960, 1965, 1968, 1979], Е.В.Девяткиным [1981] и другими для горного пояса Южной Сибири и отдельных его районов установлено, что новейшее горообразование происходило, как и в большинстве подвижных систем Центральной Азии, в две стадии. На первой, олигоцен-миоценовой, вертикальные движения были сравнительно вялыми, слабо дифференцированными. Деформации носили преимущественно сводово-глыбовый характер, в результате чего формировались крупные изометричные сводовые поднятия и линейно-вытянутые сводово-горстовые структуры, разделённые обширными, медленно прогибающимися впадинами. Вторая – плиоцен-четвертичная – стадия отличалась значительно большими скоростями и контрастностью движений, что привело к созданию современной блоковой структуры, контролирующей рельеф страны. Соответственно, различаются и осадочные формации, образовавшиеся в относительно прогибающихся зонах на этих стадиях. На первой отлагались в основном песчано-глинистые толщи, на второй – преимущественно типичные континентальные молассы [Лискун, Бадамгарав, 1977; Девяткин, 1965, 1981, 2000; Рогожин и др., 1995 и др.].

Процесс неотектонического развития Центральной Азии, в пределы которой входит описываемый регион, характеризовался расширением растущих поднятий за счёт постепенного вовлечения в воздымание предгорий и прилегающих частей межгорных впадин. Н.А.Флоренсов [1965] предложил выделить этот путь развития в особый “гобийский” тип новейшего горообразования. В течение всего этапа новейшей активизации ведущую роль играли восходящие тектонические движения, вследствие чего даже крупные межгорные впадины рассматриваемой тер-

ритории представляют собой структуры относительного прогибания. Зонами абсолютного опускания являются лишь Зайсанская котловина и впадина Урунгу в Джунгарии. Контрастность новейших движений на второй стадии была, безусловно, крайне высокой. В результате этой тектонической активности в соседнем с юга регионе Западной Монголии возникли крупные пликативные и дизъюнктивные деформации в четвертичных породах [Рогожин и др., 1995]. Такие дифференцированные движения вызвали заметную активизацию сети древних (и возникновение новых) разломов, зоны которых, как правило, хорошо выражены в рельефе.

Характер и амплитуда тектонических подвижек основных структур этапа новейшего горообразования отражены на карте неотектонического строения территории (рис.4).

С точки зрения концепции тектоники литосферных плит формирование горных сооружений Центральной Азии объясняется коллизией Индийского выступа Гондваны и Евразийского континентов [Molnar and Tarponier, 1975, 1979 и др.]. Выступ Индостана, который давит с юга, действует как клин, раскалывая Евразию и отделяя от неё блоки, раздвигающиеся в стороны от этого клина. Развивая эту точку зрения, Л.П.Зоненшайн и Л.А.Савостин [1979] рассматривали неотектоническую структуру Центральной Азии как результат взаимодействия ряда

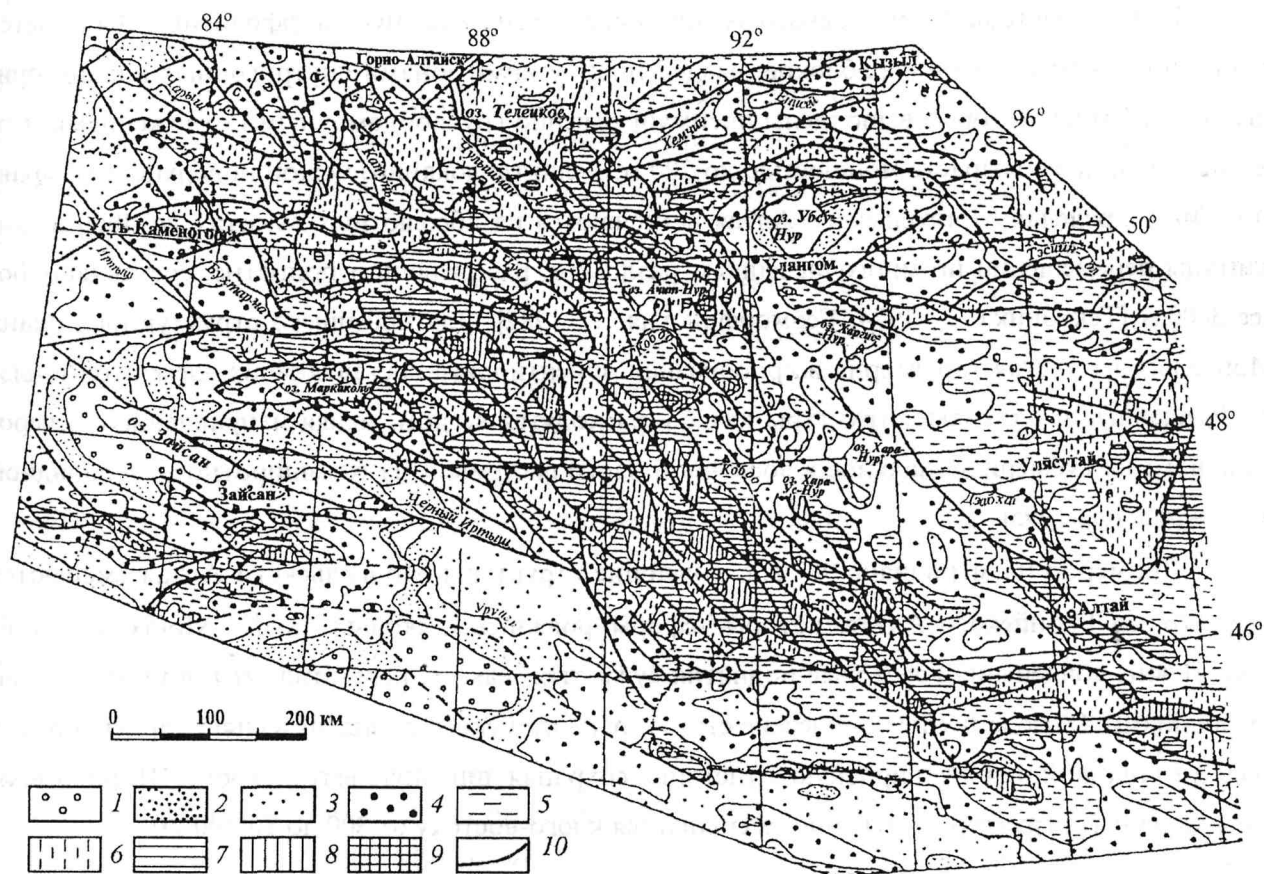


Рис. 4. Карта новейшей тектоники Алтайской горной области и прилегающих территорий (составил Б.М. Богачкин, 1995)

1 – области абсолютных новейших опусканий (абсолютные высоты подошвы кайнозойских отложений ниже 0 м); 2-9 – области новейших поднятий с амплитудами: 0-500 м (2), 500-1000 м (3), 1000-1500 м (4), 1500-2000 м (5), 2000-2500 м (6), 2500-3000 м (7), 3000-3500 м (8), свыше 3500 м (9); 10 – основные активизированные и новообразованные разломы

малых плит и микроплит, разделённых широкими зонами сосредоточенных деформаций. Взаимодействуя, микроплиты и малые плиты сталкиваются, вращаются и, в зависимости от направления сжатия, на их границах могут развиваться разные типы тектонических структур: горно-складчатые системы, состоящие из зон взбросо-надвигов, шарьяжей и складчатости; системы крупных сдвигов; системы растяжения – грабены и рифты. Внутренние части микроплит и малых плит в одних случаях заняты осадками молодых котловин, в других – они представляют собой высокие приподнятые сводово-глыбовые сооружения. Таким сводово-глыбовым сооружением является, в частности, и Горный Алтай [Добрецов и др., 1995].

Самой крупной новейшей структурой рассматриваемой территории является обширная Алтайская горная область, включающая собственно Алтай и поднятия Гобийского, Монгольского Алтая, расположенные в пределах Монголии. Горная система Алтая подразделяется на Горный, Южный и Рудный сегменты, расположенные в пределах Российской Федерации и Казахстана. В целом это линейно вытянутая сводово-глыбовая структура, состоящая из отдельных разновысотных горстовых блоков, разделённых впадинами-грабенами. Почти на всём протяжении Алтайское поднятие ограничено крупными разломами древнего заложения, сохранившими свою подвижность в течение мезозоя и кайнозоя.

Горная система Монгольского Алтая имеет очень сложную морфологию. Выделяется ряд разновысотных горстовых блоков, разделённых узкими зонами внутригорных впадин приразломного типа, которые выполнены преимущественно грубообломочными отложениями неоген-четвертичного возраста мощностью до 200 м. Реликты докайнозойской поверхности выравнивания в пределах Монгольского Алтая встречаются на абсолютных высотах до 4000 м; амплитуды перемещений по многочисленным разломам, пересекающим поднятие, составляют более 3000 м [Тектоника ..., 1974; Геоморфология ..., 1982]. Для новейшего структурного плана Монгольского Алтая характерна веерообразная ориентировка составляющих элементов в плане. Разрывные и блоковые структуры как бы расходятся веером, меняя направление с северо-западного на субмеридиональное в восточной части системы и на близширотное – в западной [Рогожин и др., 1995].

Примерно на меридиане 95° в.д. новейшие структуры Монгольского Алтая сменяются структурами Гобийского Алтая, которые сформировались несколько позже Монголо-Алтайских. В зоне сочленения горстовые поднятия сужаются, как бы пережимаются внутригорными котловинами. Отсюда неотектонические структуры Алтайского поднятия меняют ориентировку с северо-западной на близширотную, отчётливо сохраняя линейную вытянутость. Ширина всей зоны линейных структур постепенно уменьшается к юго-востоку от 300 до 80-100 км.

Гоби-Алтайская часть поднятия линейно вытянута в широтном направлении почти на 700 км при ширине от 50 км на крайнем востоке до 80 км на западе. Для Гобийского Алтая характерно отчётливо выраженное асимметричное строение – очень крутой и короткий северный склон, оборванный Ихэбогдинским разломом, и пологий, длинный южный склон, осложнённый рядом горстовых блоков. Максимальная высота воздымания отдельных горстов Гобийского Алтая составляет более 3500 м, а амплитуды перемещения блоков по разломам превышают

3000 м. Наиболее активным периодом создания этой структуры предполагается конец неогена - ранний плейстоцен [Гоби-Алтайское ..., 1963; Рогожин и др., 1995].

2.2.1. Главные особенности современной тектонической структуры Горного Алтая

Новейшее поднятие Горного и Рудного Алтая представляет округлый в плане свод с уменьшением абсолютных высот к северо-востоку, северу и западу. Ядром сводового поднятия Алтайской горной страны, откуда общее воздымание постепенно распространялось во все стороны, являлись южная часть Горного Алтая и, видимо, северная часть Монгольского Алтая. В наиболее приподнятой южной части Горного Алтая амплитуда новейших поднятий составляет 2700-3300 м, а в отдельных горстовых выступах – свыше 3500 м. Почти такой же амплитуды достигают подвижки по разломам в зонах сочленения горстовых структур с внутригорными впадинами (рис.5).

Анализ карт современного положения докайнозойской поверхности выравнивания и новейших разломов показывает, что в Горном Алтае на новейшем этапе господствовали восходящие движения. Наибольшая контрастность новейших движений наблюдается в зонах сопряжения структур поднятий и относительных опусканий, по зонам глубинных разломов. Так, амплитуда воздымания осевой зоны Курайского поднятия относительно палеозойского днища Чуйской и Курайской впадин достигает 2700 м. Амплитуда глыбовых подвижек в зоне сопряжения Нарымского поднятия с одноимённой депрессией составляет 2000 м, Шапшальского поднятия с Джулукульской впадиной и Южно-Алтайского с Бертекской – 1500-1700 м [Богачкин, 1981].

Наиболее крупные морфоструктуры Горного Алтая (структуры первого порядка) – это субшироотно ориентированные орографические ступени, разделённые глубинными швами каледонского заложения. Выделяют 2000-3000-метровую, 2000-метровую и 1000-метровую ступени [Богачкин, 1981]. По западной и юго-западной периферии Алтайской горной страны орографические ступени изменяют своё простираие, огибая наиболее приподнятую часть свода, и контролируются уже не каледонскими, а обновленными герцинскими разломами северо-западного направления.

Хребты и межгорные впадины в пределах Горного Алтая представляют собой структуры второго и третьего порядков в зависимости от их протяженности и ширины. Они цепочками вытянуты вдоль древних глубинных и региональных разломов, образуя соответственно зоны новейших поднятий и относительных опусканий. Эти зоны накладываются на орографические ступени, пересекая их с юго-востока на северо-запад, и являются по отношению к ним морфоструктурами второго порядка [Девяткин, 1965, 1967; Раковец, 1966; Шмидт, 1967, 1972; Богачкин, 1981]. Начиная с восточной окраины Горного Алтая, выделяются следующие зоны (рис.6):

1. Шапшальская зона поднятий, включающая поднятия Цаган-Шибету, Шапшальское и отдельные массивы отрогов Абаканского хребта.

2. Джулукульско-Сайгоньшская депрессионная зона, включающая Джулукульскую и Сайгоньшскую впадины.

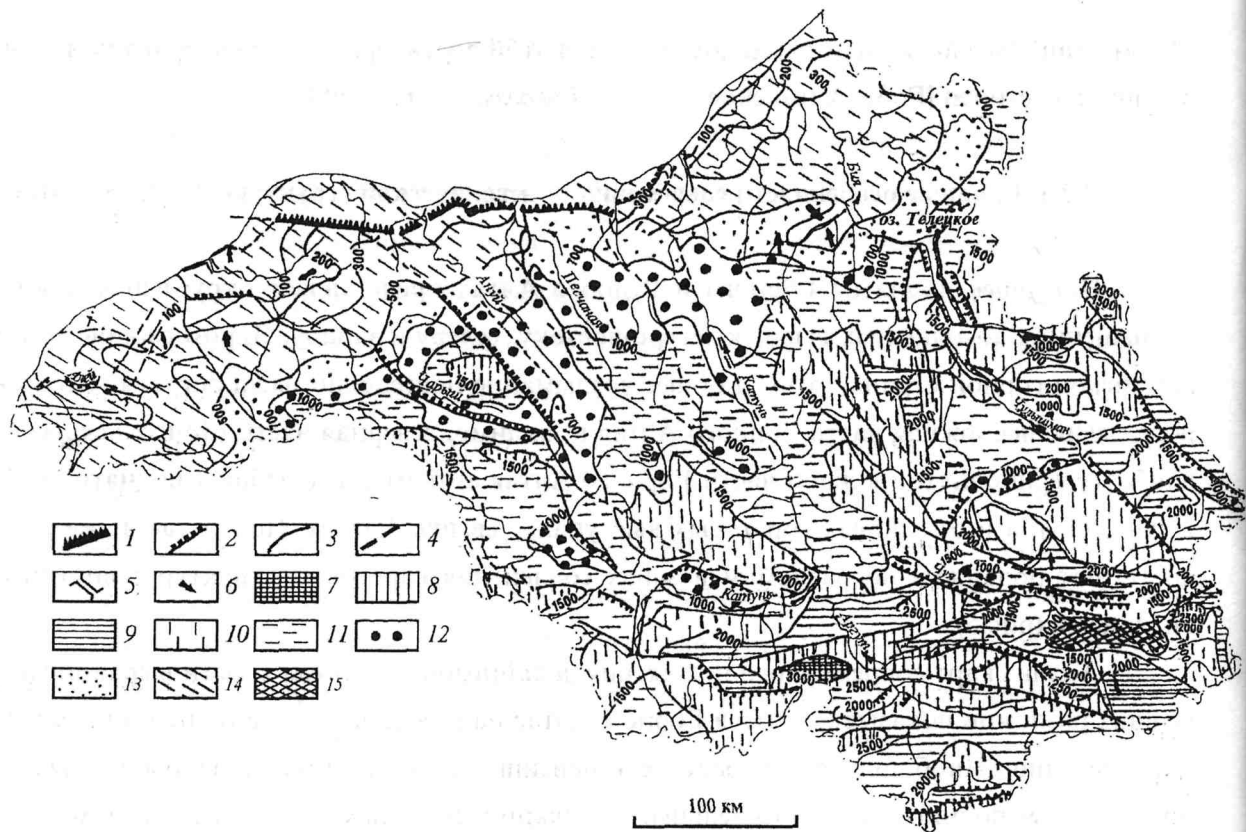


Рис. 5. Схема новейшей тектоники Горного Алтая (м-б 1:2 500 000) (составлена на основе карты «Новейшей тектоники» [Атлас ..., 1978]).

1-4 – разломы, активные в новейшее время: 1 – региональный, отделяющий Кулундинскую впадину от складчатой системы Горного Алтая (фас Алтая), 2 – чётко выраженные в рельефе, 3 – слабо выраженные в рельефе, 4 – предполагаемые; 5 – antecedentные участки долин; 6 – направление наклона поверхностей выравнивания, связанное с тектоническими движениями; 7-14 – ступени суммарных неоген-четвертичных деформаций с амплитудой: 7 – свыше 3000 м, 8 – 2500-3000 м, 9 – 2000-2500 м, 10 – 1500-2000 м, 11 – 1000-1500 м, 12 – 700-1000 м, 13 – 500-700 м, 14 – менее 500 м; 15 – области интенсивного тектонического прогибания в межгорных впадинах

3. Чулышманская зона горстовых выступов (массивы Куркуре-Бажи, Кийты и др.).
4. Чулышманско-Башкаусская сводовая зона.
5. Сумультинско-Курайская зона поднятий, включающая поднятия Курайское, Айгулакское, Сумультинское, Иолго.
6. Чуйско-Курайская депрессионная зона, включающая Чуйскую и Курайскую впадины. Вероятным продолжением её к северо-западу является Яломанско-Урскульская зона относительных опусканий.
7. Чуйско-Сайлюгемская зона поднятий (Северо- и Южно-Чуйское, Сайлюгемское), западной ветвью которой является субширотно ориентированное Катунское поднятие, а её северо-западным продолжением – Бацелак-Теректинская зона поднятий (Теректинское, Коргонское, Бацелакское).
8. Уймонско-Джасатерская зона относительных опусканий, разделённая Катунским поднятием на две подзоны: Самахинско-Джасатерскую (Самахинская, Тархатинская впадины) и

Абайско-Уймонскую (Абайская, Уймонская впадины).

9. Укокская сводовая зона, имеющая субширотное простираение.

10. Холзунско-Листвяжская зона поднятий, включающая Листвяжское, Холзунское, Тигирецкое поднятия, которые располагаются вдоль Северо-Восточной зоны смятия – глубинного шва, разделяющего Горный и Рудный Алтай.

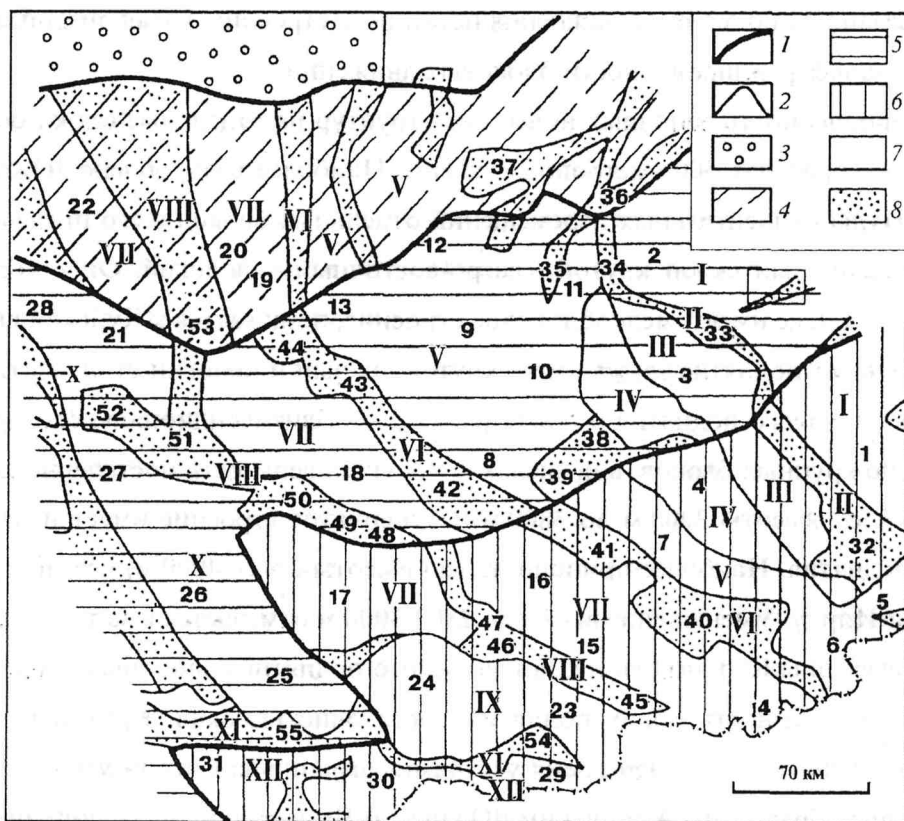


Рис. 6. Новейший структурный план Горного Алтая (по Б.М. Богачкину, 1981)

1 – границы орографических ступеней; 2 – границы зон относительных поднятий и опусканий; 3 – Предалтайский прогиб. Орографические ступени: 4 – 1000-метровая, 5 – 2000-метровая; 6 – 3000-метровая; 7 – области поднятий, 8 – области относительных опусканий. Цифры на схеме: I – Шапшальская зона поднятий, II – Джулукульско-Сайгонышская зона относительных опусканий; III – Чулышманская зона горстовых выступов, IV – Чулышманско-Башкауская оводовая зона, V – Сумультинско-Курайская зона поднятий, VI – Чуйско-Курайская и Яломанско-Урскульская зоны относительных опусканий, VII – Чуйско-Сайлюгемская и Башчелак-Теректинская зоны поднятий, VIII – Уймонско-Джасаторская зона относительных опусканий, IX – Укокская сводовая зона, X – Холзунско-Листвяжская зона поднятий, XI – Нарымо-Бухтарминская зона относительных опусканий, XII – Нарымо-Южноалтайская зона поднятий. Поднятия (цифры на схеме): 1 – Шапшальское, 2 – Корбу, 3 – Куркуре-Бажи, 4 – Чулышшанское, 5 – Могун-Бурень, 6 – Чихачёва, 7 – Курайское, 8 – Айгулакское, 9 – Сумультинское, 10 – Тонгош, 11 – Алтынту, 12 – Иолго, 13 – Семинское, 14 – Сайлюгем, 15 – Южно-Чуйское, 16 – Северо-Чуйское, 17 – Катунское, 18 – Теректинское, 19 – Чергинское, 20 – Ануйское, 21 – Коргонское, 22 – Башчелакское, 23 – Укок, 24 – Алахинское, 25 – Листвяжское, 26 – Холзунское, 27 – Коксинское, 28 – Тигирецкое, 29 – Табыш-Богдо-Ола, 30 – Южноалтайское, 31 – Нарымское. Относительные опускания: 32 – Джулукольское, 33 – Сайгонышское, 34 – Телецкое, 35 – Пыжинское, 36 – Кыгынское, 37 – Ыныргинское, 38 – Улаганское, 39 – Сарылукульское, 40 – Чуйское, 41 – Курайское, 42 – Яломанское, 43 – Урскульское, 44 – Еловское, 45 – Тархатинское, 46 – Самахинское, 47 – Аргутское, 48 – Тюнгурское, 49 – Катандинское, 50 – Уймонское, 51 – Абайское, 52 – Коксинское, 53 – Канское, 54 – Бертекское, 55 – Чингистайское

Новейшие структуры наиболее мелкого размера (четвертого порядка) – отдельные горсты, грабены, небольшие блоки, осложняющие более крупные морфоструктуры (хребты и межгорные впадины), – нередко под различными углами секут палеозойские структуры. Часто не усматривается какой-либо закономерной связи этих второстепенных структурных форм с палеозойским тектоническим планом. Вероятно, контролирующие эти формы разрывные нарушения являются не только регенерированными, но и молодыми – кайнозойскими, возникновение которых связано с процессом усложнения новейшего строения Алтая, шедшим по пути увеличения степени дифференцированности блоковых движений.

Раздробленность основных новейших структур на отдельные блоки особенно отчётливо проявляется в пределах 3000-метровой ступени. Наиболее раздроблено Южно-Чуйское поднятие. Амплитуды относительных перемещений отдельных блоков в его пределах достигают 500-700 м. Юго-западный склон крутой, северо-восточный – пологий. Он ступенями, которые, в свою очередь, также имеют мелкоблоковое строение, понижается к Чуйской впадине.

Катунское поднятие также имеет крутой южный и пологий ступенчатый северный склоны. Осевая зона этого поднятия разбита разломами близмеридионального простирания на ряд относительно крупных блоков, в пределах которых поверхность постепенно повышается с запада на восток от высоты 3000 м до 3800 м. Ступенчатое строение имеет и осевая зона Северо-Чуйского поднятия. Наиболее приподнята (до высоты более 4000 м) его центральная ступень – массив Биш-Иирду. Уменьшение высот до 2800-3000 м отмечается к западу и юго-востоку.

Осевые зоны Курайского и Шапшальского поднятий слабо дифференцированы по высоте, хотя раздробленность обоих поднятий достаточно высокая. Крутой юго-западный склон Курайского поднятия осложнён тремя уступами, ограничивающими узкие, линейно вытянутые блоки. Уступы образованы Акташским, Южным и Четвертичным надвигами [Бондаренко, 1969] и отражают чешуйчато-надвиговую структуру Курайского глубинного разлома.

Крупными сводово-глыбовыми структурами, выраженными в рельефе в виде плоскогорий, являются Чулышманско-Башкауский и Укокский своды. В пределах этих структур сохранились значительные площади докайнозойской поверхности выравнивания. Общая амплитуда новейшего поднятия здесь составляет 2200-2700 м.

Сложное блоковое строение имеют структуры относительных опусканий. К примеру, северный борт Чуйской котловины контролируется диагональным (северо-западного простирания) Курайским и близширотным Кызыловско-Курайским разломами. Амплитуда новейших относительных перемещений крыльев по каждому из них составляет 800-1100 м. В центральной части котловины расположен выступ северо-западной ориентировки, разделяющий впадину на два самостоятельных прогиба: Центрально-Чуйский и Южно-Чуйский. По южной периферии в пределы котловины вдаются отдельные приподнятые блоки, поэтому южная граница Чуйской впадины имеет криволинейные очертания.

В северной части Курайской котловины расположен Акташский грабен, имеющий по геофизическим данным глубину до 1000 м. Он вытянут вдоль Курайского поднятия и отделён от центральной части впадины так называемым Карбоновым горстом.

Из новейших структур 2000-метровой ступени наибольшей раздробленностью отличаются Теректинское поднятие и Прителецкий район. Крутой юго-западный склон Теректинского поднятия серией узких ступеней поднимается над прилегающей Уймонской впадиной на высоту 1400-1600 м. Секущий по простиранию осевую зону поднятия Чарышско-Теректинский глубинный разлом делит эту зону на две части, из которых более приподнята (на 200-400 м) юго-западная. Кроме того, разломами близмеридионального и северо-восточного простирания поднятие разбито на ряд разновозрастных блоков. Амплитуда подвижек по этим разломам составляет 200-500 м.

В Прителецком районе в первую очередь выделяется Телецкий грабен, имеющий субмеридиональное направление и опущенный на 1700-2300 м относительно окружающих его поднятий. Западнее грабена, в верховьях Пыжи, наблюдается мозаичное расположение блоков с различной высотой современной поверхности, обрамленных разломами северо-западного, близмеридионального и близширотного простираний.

Поднятия Айгулакское, Сумультинское и Иолго также разбиты продольными разломами и осложнены мелкими складчато-блоковыми структурами.

По внутренней границе 2000-метровой ступени, вдоль субширотного Семипалатинско-Тувинского глубинного шва протягивается относительно пониженная зона, к которой приурочены Лениногорская, Уймонская, Сарылукульская, Улаганская и Алацская впадины. Эта зона отчётливо выражена при пересечении с зонами поднятий северо-западного направления. Так, Сарылукульская и частично Улаганская впадины расположены в пределах Сумультинско-Курайской зоны поднятий. Впадины рассекают зону поднятий на две части.

Мелкоблоковое строение имеют и основные морфоструктуры 1000-метровой ступени. Однако амплитуды относительных перемещений блоков здесь редко превышают 200 м, и структуры слабо выражены в рельефе. Лишь местами отдельные горстовые выступы, имеющие вид останцовых возвышенностей, поднимаются на 300-500 м над окружающими их структурами. Большинство тектонических структур этой ступени изменяют северо-западное простирание, характерное для юго-западных районов Алтая, на близмеридиональное, типичное для более северо-восточных районов. Так же изменяется простирание основных региональных разломов. Этот структурный план сохраняется и на Предалтайской равнине, где близмеридиональные структуры, пересекаясь с рядом близширотных разломов, ступенчато погружаются под покров кайнозойских отложений.

2.2.2. Характеристика кайнозойских комплексов и основные стадии неотектонического развития Горного Алтая

Стадии кайнозойского и, в частности, неотектонического развития Горного Алтая определены временными рамками стратиграфических комплексов, развитых преимущественно в межгорных впадинах. Наиболее полно образования палеоген-неогенового возраста представле-

ны в самых крупных котловинах Горного Алтая – Чуйской и Курайской впадинах, где их мощность достигает 1200 м [Лузгин, Русанов, 1992]. Четвертичные отложения имеют мощность до 100-200 м и распространены повсеместно.

Каждый из комплексов отличается от других литологическим составом, мощностью, условиями залегания, окраской пород, степенью их диагенетической переработки. Присутствие в низах сравнительно разрезов грубых осадков, залегающих с размывом на более древних отложениях характеризует резкую смену условий осадконакопления. Эти различия в значительной мере определялись уровнем тектонической активности региона, контролировавшим развитие процессов осадконакопления, и знаменовали собой проявление региональных (или местных) фаз тектонических движений и, как следствие, фаз усиления эрозионно-денудационных процессов [Ерофеев, 1969; Богачкин, 1981].

Начало исследования кайнозойских отложений межгорных впадин связывается с работами В.А.Обручева [1914], В.П.Нехорошева [1939, 1958, 1959] и А.В.Аксарина [1938]. Первые палинологически и фаунистически обоснованные стратиграфические схемы кайнозоя были разработаны Г.Ф.Лунгерсгаузенем, О.А.Раковец [1958, 1961] и Е.Н.Щукиной [1952, 1960]. Новое понимание объёмов и возраста кайнозойских отложений, полные сведения о неотектонике и истории геологического развития Горного Алтая опубликованы в 1965 г. В.В.Девяткиным.

Схему расчленения отложений межгорных впадин Юго-Восточного Алтая на основе корреляции их с образованиями Зайсанской впадины предложили в 1969 г. В.С.Ерофеев и Л.Н.Ржаникова. Дальнейшее усовершенствование стратиграфии кайнозоя Чуйской впадины связано с работами Б.М.Богачкина, Л.И.Розенберга и Ю.Г.Цеховского [1974], Л.И.Розенберга [1973^{1, 2}, 1975, 1981], Б.М.Богачкина [1981]. Обзор схем кайнозоя Горного Алтая представлен в табл.1.

Кроме того, литолого-генетические, палеогеографические, палеомагнитные исследования кайнозоя в регионе проводили В.И.Курсалова [1963, 1973], С.С.Фаустов, О.А.Куликов, А.А.Свиточ [1971], К.С.Бураков, О.А.Куликов, С.С.Фаустов [1973], И.Г.Лискун [1975], В.С.Ерофеев, Ю.Г.Цеховский [1982^{1, 2}], А.П.Феофилова, Ю.Г.Цеховский, Б.П.Градусов [1981], В.В.Бутвиловский [1993], А.С.Зыкин, А.Ю.Казанцев [1995] и другие.

При анализе сводного разреза кайнозойских отложений, представленного в выше названных работах, отчётливо выделяется пять крупных литолого-стратиграфических комплексов осадков и, соответственно, пять стадий кайнозойского и неотектонического развития. Первая стадия начинается с концом позднего мела и охватывает палеоцен и эоцен. В это время образовался комплекс осадков карачумской свиты. Вторая стадия – средний эоцен - нижний олигоцен (талды-дюргунская и красногорская свиты). Третья – средний олигоцен - миоцен (кошагачская и ортолыкская свиты). Четвёртая – конец миоцена - плиоцен (буроцветные образования). Пятая стадия – четвертичное время (комплекс четвертичных отложений). Выделение стадий и описание комплексов приводится по Б.М.Богачкину [1981].

Таблица 1. Соотношение стратиграфических схем кайнозойских отложений Горного Алтая (С.Г.Платонова, 1999)

Общая стратиграфическая шкала		Лунгерсаузен, Раковец, 1958, 1961, 1966	Щукина, 1952	Деяткин, 1965	Ерофеев, Ржанникова, 1969, 1970	Розенберг, 1973, 1975	Богачкин, 1981	
Четвертичная система	Голоцен-плейстоцен	Нижний	Бакшаусский межледниковый горизонт	Бакшаусская свита	Бакшаусская свита	Терекская свита	Буроцветная серия	
	Плиоцен	Верхний	Бекенская свита	Терекская свита	Бекенская свита	Верхняя подсвита	-----	
		Средний	Бекенская свита	Бекенская свита	Кызылгирская свита	Кызылгирская свита		Нижняя подсвита
Неоген	Миоцен	Нижний	Туерькская свита	Туерькская свита	Туерькская свита	Бакшаусская свита	Ортольская свита	
		Верхний	Туерькская свита	Туерькская свита	Туерькская свита	Бекенская свита		
		Средний	Туерькская свита	Туерькская свита	Туерькская свита	Тархатинская свита		
	Оligocene	Нижний	Кошагачская свита	Талды-Дюргунская свита	Кошагачская свита	Кошагачская свита	Туерькская свита	Кошагачская свита
		Средний	Кошагачская свита	Кошагачская свита	Кошагачская свита	Кошагачская свита	Кошагачская свита	
		Верхний	Кошагачская свита	Кошагачская свита	Кошагачская свита	Кошагачская свита	Кошагачская свита	
Палеоген	Эоцен	Нижний	Кара-чумская свита	Кара-чумская свита	Кара-чумская свита	Красногорская свита	Красногорская свита	
		Верхний	Кара-чумская свита	Кара-чумская свита	Кара-чумская свита	Кара-чумская свита		
	Палеоцен	Средний	Верхняя подсвита	Кызылчинская свита	Кара-чумская свита	Красногорская свита	Талды-Дюргунская свита	Талды-Дюргунская свита
		Нижний	Нижняя подсвита	Кызылчинская свита	Кара-чумская свита	Красногорская свита	Талды-Дюргунская свита	
Мел		Верхний	Кора выветривания	Кора выветривания	Кора выветривания	Кара-чумская свита	Кора выветривания	
		Нижний	Кора выветривания	Кора выветривания	Кора выветривания	Кара-чумская свита		

Первая стадия (конец верхнего мела - эоцен)

На первой стадии активизации ведущую роль играло медленное сводовое поднятие, охватившее только территорию современного Юго-Восточного Алтая примерно в пределах современной 3000-метровой ступени. Воздымание сопровождалось малоамплитудными крупноглыбовыми подвижками по зонам палеозойских разломов. С севера ограничивалось субширотным Семипалатинско-Тувинским глубинным швом. В других областях Алтайской горной страны в это время ещё сохранялся спокойный тектонический режим.

Начало стадии тектонической активизации фиксируется в осадках карачумской свиты, представленной пёстроокрашенными продуктами деловиально-пролювиального переотложения коры выветривания [Лунгерсгаузен, Раковец, 1958, 1961], с угловым несогласием залегающими на коре выветривания, либо на палеозойском фундаменте. Мощность свиты не превышает 40 м [Розенберг, 1973^{1, 2}; Ерофеев, Ржаникова, 1969; Богачкин и др., 1974, Богачкин, 1981].

Преимущественно деловиально-пролювиальный генезис карачумских отложений, их малые мощности, условия залегания и особенности распространения позволяют предполагать, что накопление пород свиты происходило в обширных, но неглубоких и слабовыраженных прогибах. География их распространения фиксирует пространственные границы областей воздымания этой стадии. На территории современной Алтайской горной страны осадки карачумской свиты известны только в пределах Юго-Восточного Алтая: в Чуйской, Курайской, Джулукульской и Тархатинской котловинах [Розенберг, 1973^{1, 2}], в пределах Айгулакского хребта [Щукина, 1952], на Сукорском выступе, на плато Укок [Богачкин, 1981].

Вторая стадия (эоцен - ранний олигоцен)

На второй стадии сводовое поднятие развивалось более интенсивно, чем на предыдущей и занимало более обширную территорию. В центральной части Алтайского свода значительную роль приобрели дифференцированные подвижки по границам крупных блоков. На этой стадии произошло заложение всех основных новейших морфоструктур.

В центральной части Алтайского свода заметное оживление тектонической активности запечатлено в накоплении мелководно-озёрных осадков талды-дюргунской свиты, детально охарактеризованных в работах В.С.Ерофеева, Л.Н.Ржаниковой [1969], Л.И.Розенберг [1973^{1, 2}], Б.М.Богачкина [1981]. В Чуйской котловине в основании разреза свиты залегает 14-метровый горизонт песчано-галечных отложений. Одновременно с усилением общего поднятия Алтая активно проявились глыбовые подвижки: вдоль зон глубинных разломов. Более отчётливо начали оформляться локальные сводово-глыбовые поднятия и сопряжённые с ними прогибы-впадины. Вдоль Курайского глубинного шва закладывается крупный грабенообразный прогиб, северо-западного простирания, заполненный осадками талды-дюргунской свиты. Его северо-западное окончание располагалось в районе нижнего течения р. Чаган-Узун. В пределах Курайской котловины подобный грабен выполнен отложениями красногорской свиты. В красногорскую свиту выделена толща преимущественно коричневых, местами зеленовато-коричневых переслаиваю-

щихся глин и алевроитов, иногда со слоями песков и галечников с конкрециями сидерита [Ерофеев, 1969].

Залегание осадков красногорской свиты с размывом на палеозое либо на карачумской свите говорит о том, что в конце эоцена в опускание была вовлечена почти вся Чуйская впадина. К концу стадии эта территория представляла уже низкогорную страну.

На второй стадии значительно расширилась площадь сводового поднятия. В Горном Алтае в воздымание была, видимо, вовлечена территория, расположенная между Семипалатинско-Тувинским и Алейско-Саянским глубинными швами, в целом совпадающая с современной 2000-метровой ступенью.

Третья стадия (средний олигоцен - миоцен)

Б.М.Богачкин [1981] считает третью стадию главной в процессе новейшего горообразования на основании отнесения к миоцену слоев кызылгирских и бекенских отложений, больших мощностей кошагачской и ортолыкской свит. Это не противоречит результатам анализа палеоботанических данных о наличии высотной климатической поясности в условиях достаточно высокого среднегорного рельефа в кошагачское время [Девяткин, 1965; Ерофеев, 1969; Ерофеев, Ржаникова, 1969].

Общее интенсивное сводовое поднятие Алтая в эту стадию охватило всю территорию горной страны. Амплитуда поднятия была значительной, и уже в конце олигоцена Алтай достиг высот среднегорной страны. В пределах Юго-Восточного Алтая активно проявлялись дифференцированные движения крупных глыб земной коры. Их интенсивность и пространственная дифференциация в течение стадии нарастали, тогда как темп общего сводового поднятия замедлялся. В миоцене, по-видимому, наметилась смена глыбовых и крупноблоковых подвижек мелкоблоковыми. Глыбовые деформации имели довольно большую амплитуду, вследствие этого лишь в Юго-Восточном Алтае к концу стадии сформировался контрастный рельеф, близкий к современному.

В Горном Алтае начало тектонических движений третьей стадии фиксируется накоплением коричневатато-серых глин, часто обогащенных алевроитовым и песчаным материалом, с многочисленными прослоями и линзами бурых углей кошагачской свиты. Эти толщи образовывались в пределах Чуйской и Курайской впадин [Аксарин, 1938; Лунгерсгаузен, Раковец, 1958; Девяткин, 1965; Богачкин и др., 1974]. По окраинам этих котловин и в меньших по размеру впадинах (Джулукульской, Тархатинской, Самахинской) заметную роль в составе свиты играют грубозернистые пески и гравелиты [Девяткин, 1965]. Мощность свиты оценивается в 200-250 м в пределах Чуйской и Курайской впадин и составляет от 5-8 до 60 м в остальных котловинах.

В центральных частях Курайской и Чуйской котловин песчано-алевроитовые осадки кошагачской свиты постепенно сменяются карбонатно-глинистыми отложениями ортолыкской свиты.

Ортолыкская свита миоценового возраста впервые выделена Б.М.Богачкиным [1974, 1981] и включает три фации, обособляемые разными исследователями [Шукина, 1952; Лунгерс-

гаузен, Раковец, 1958, 1961; Девяткин, 1965 и др.] в самостоятельные свиты: туерькскую, кызылгирскую и бекенскую. Туерькские отложения представлены, в основном, озёрными глинами зелёных, сизых и светло-серых тонов с прослоями и линзами мергелей. К кызылгирской фации отнесены сравнительно грубые, нередко прочно сцементированные песчано-галечно-щебнистые породы бурого цвета, содержащие крупные скопления раковин пресноводных моллюсков и горизонты строматолитовых известняков [Лунгерсгаузен, Раковец, 1958]. Бекенская фация образована озёрными и озёрно-пролювиальными осадками, которые ближе к горам сменяются пролювиально-аллювиальными и делювиальными отложениями, распространёнными по периферии Чуйской впадины вдоль Курайского и Южно-Чуйского хребтов, а также на Сукорском выступе. Мощность бекенских осадков достигает 100-250 м [Девяткин, 1965]. Ясно выраженная тенденция погрубения миоценовых пород снизу вверх показывает, что интенсивность тектонических движений с течением времени не ослабевала, а возможно даже нарастала [Богачкин, 1981].

В начале эпохи чёткое морфологическое выражение в рельефе получили все остальные межгорные котловины Юго-Восточного Алтая (Джулукульская, Самахинская, Тархатинская, Бертекская). Мощность кошагачских осадков в них достигает 60-100 м.

Центральная часть Горного Алтая в результате воздымания была поднята в течение этой стадии на абсолютную высоту около 2000 м. В пределах современной 2000-метровой ступени, вдоль субширотного Семипалатинско-Тувинского разлома заложилась относительно пониженная зона, в пределах которой начали обособляться Уймонская и Улаганская впадины, где известны или предполагаются олигоцен-миоценовые осадки.

Современная 1000-метровая ступень Горного Алтая (Северный Алтай) является областью, где развивались структуры слабых, пологих поднятий.

Четвёртая стадия (поздний миоцен - плиоцен)

На этой стадии общее сводовое поднятие полностью уступило место дифференцированным глыбо-блоковым деформациям, проявившимся на всей территории Алтая преимущественно в виде мелкоблоковых подвижек. Это обусловило резкое дробление свода, но не привело к заметному увеличению его высоты. Интенсивное расчленение свода на мелкие разновысотные блоки послужило, по всей вероятности, причиной повышенной грубости отлагающихся во впадинах буроцветных пород. Этому способствовали также аридизация климата в плиоцене и предшествовавшее глубокое расчленение рельефа территории. Самыми напряжёнными были подвижки уже не в центре Алтайского свода, а в пределах современной 2000-метровой ступени Горного Алтая. Но по амплитуде эти движения заметно уступали блоковым деформациям, происходившим на предыдущей стадии в центре свода (т.е. в Юго-Восточном Алтае). К концу стадии окончательно оформились мелкоблоковая структура и основные черты современного рельефа всего Горного Алтая.

Начало четвертой стадии фиксируется резкой сменой характера осадконакопления: повсеместным формированием грубообломочных буроцветных отложений аллювиально-пролювиального генезиса – буроцветной серии Горного Алтая.

Буроцветная серия представлена красно- и жёлто-бурыми выветрелыми делювиально-пролювиальными и аллювиально-пролювиальными глинами, суглинками, супесями, гравийниками, щебнями, галечниками, валунниками с плотным песчано-суглинистым заполнителем, общей мощностью до 150 м. Б.М.Богачкин рассматривает буроцветные отложения как единый стратиграфический комплекс осадков, соответствующий по объёму терекской и башкаусской свитам, выделяемых Г.Ф.Лунгерсгаузенем и О.А.Раковец [1961]. Осадки буроцветной серии обнажаются и вскрыты скважинами в Чуйской, Улаганской, Джулукульской, Тархатинской, Самахинской впадинах, Акташском грабене, в долинах рек Чуя, Ак-Булак, в Уймонской впадине и других районах среднегорной и низкогорной частях Горного Алтая.

Пятая стадия (ранний плейстоцен - голоцен)

Начало стадии связано с проявлениями очередной региональной фазы тектонических движений (верхнеобийской, по Ерофееву, 1969). Эти движения вызвали резкое изменение типа, характера литогенетических процессов и формирование сероцветной грубообломочной формации.

Пятая стадия отличается большим своеобразием. В это время огромное влияние на осадконакопление наряду с тектоническим фактором оказывали процессы оледенения, непосредственно не связанные с тектонической активностью региона. Отчётливо сохранилась тенденция к расширению сводового поднятия – в воздымание были частично вовлечены предгорные прогибы. Четвертичные движения по интенсивности были равны, а возможно, превосходили тектонические смещения среднеолигоцен-миоценовой стадии. Однако вследствие кратковременности стадии, плейстоценовые дислокации были сравнительно небольшими по амплитуде и не привели к существенной перестройке рельефа. Во второй половине стадии намечается тенденция к ослаблению глыбовых деформаций. Свод же продолжал, по всей вероятности, активно расти на всем протяжении стадии.

Сероцветные осадки, накопившиеся в течение этой стадии, имеют разнообразный литологический состав – от тонких глин и илов до крупноглыбовых образований – и представлены многообразными генетическими типами, среди которых первое место принадлежит осадкам ледникового комплекса (моренным, озёрно- и водно-ледниковым). Зона развития этих осадков занимает почти 60% территории Горного Алтая, охватывая всю его южную и восточную части.

Эпохам развития и деградации максимального (среднечетвертичного) и последнего (позднечетвертичного) оледенений соответствуют ледниковые отложения, выделенные Б.М.Богачкиным [1981] в три комплекса – ининский, чуйский и чибитский.

Ининская толща (среднечетвертичная) подразделяется на две фации: катунскую, сложенную грубообломочными моренными и водно-ледниковыми образованиями, и яломанскую, сложенную мелкозернистыми озёрно-ледниковыми осадками. Возраст первой подтверждён палинологическими данными. Обе фации связаны взаимопереходами в вертикальном и горизонтальном направлениях.

Чуйская толща, синхронная первой фазе последнего (позднечетвертичного) оледенения, имеет мощность 60-110 м. В низовьях р. Чуи толща имеет ледниковый генезис, постепенно сменяясь в долине р. Катуня ниже устья р. Чуи аллювиальными отложениями.

Таким образом, степень тектонической активности, контролировавшей процессы осадконакопления Горного Алтая, учитывалась при выделении и изучении пространственного распространения пяти крупных литолого-стратиграфических комплексов осадков, соответствующих пяти стадиям неотектонического развития территории.

2.3. Глубинные и региональные разломы Горного Алтая

Вопрос о глубинных и региональных разломах Горного Алтая заслуживает детального рассмотрения, так как им принадлежала ведущая роль в формировании структурного облика и истории геологического развития региона, в том числе и на этапе новейшей активизации. Кроме того, именно разломы являются теми структурами, в которых реализуются очаги землетрясений.

К разрывным нарушениям, имеющим северо-западную ориентировку в Горном и Рудном Алтае, относятся Шапшальский, Курайский, Чарышско-Теректинский разломы, Северо-Восточная и Иртышская зоны смятия. Кроме того, Е.М. Рудичем [1972] выделяются, по меньшей мере, три крупнейших зоны глубинных швов близширотного простирания: Алейско-Саянская, Семипалатинско-Тувинская и Кызыловско-Курайская (см. рис.3).

Разломы близширотного и северо-восточного простирания, по данным В.П. Любецкого [1965], древнее тех, которые имеют северо-западную ориентировку. Относительная древность заложения близширотных дизъюнктивных зон по сравнению с северо-западными и близмеридиональными устанавливается по ряду признаков и в Горном Алтае [Бакит, 1970; Рудич, 1972]. Близширотные глубинные швы были заложены, вероятно, ещё в докембрии, так как уже в нижнем-среднем палеозое к одному из них оказалась приуроченной ультраосновная интрузия. Именно эти разломы предопределили субширотную ориентировку каледонской Алтае-Саянской подвижной области, размещение в ней зон поднятий и прогибов.

Чарышско-Теректинский (Бацелак - Южно-Чуйский, по В.С. Заика-Новацкому, 1956) глубинный разлом прослеживается на территории Горного Алтая на протяжении почти 400 км и уходит в Монголию, где прослеживается К.Л. Волочковичем [1961]. Вдоль него проходит граница нескольких структурно-формационных зон. По времени заложения разлом относится, по мнению В.А. Кузнецова [1967], к кембрию. В зоне Чарышско-Теректинского разлома отмечены кембрийские гипербазитовые, каледонские гранитоидные и герцинские интрузии основного и кислого состава, а также проявления девонского вулканизма. Разлом сопровождается узкими локальными зонами расщепления и тектонических брекчий.

Для морфологии описываемого разлома характерны дугообразные изгибы в плане, общее перистое строение зоны разлома, при котором от основной тектонической линии западно-северо-западного простирания отходит ряд боковых ветвей северо-западной ориентировки. В

зоне основного разлома зажат ряд узких тектонических блоков и клиньев разновозрастных пород. В современной структуре на значительном протяжении, в своей средней части, разлом представляется сложным глыбовым взбросом с элементами сдвиговых перемещений, причём приподнятым является южное крыло.

Курайский глубинный разлом представляет собой наиболее хорошо изученную структуру этого типа. Описание особенностей его строения содержится в работах И.И.Белостоцкого, Л.П.Зоненшайна, Б.Н.Красильникова и др. [1959], Н.С.Зайцева [1963], В.П.Нехорошева [1966], В.А.Кузнецова [1966, 1967], В.А.Зыбина [1969], П.М.Бондаренко [1969] и других.

Зона Курайского глубинного разлома представляет собой в плане несколько дугообразных разрывов, сконцентрированных в полосе шириной в 12-15 км и расходящихся веером от пос.Акташ в северо-западном направлении. Наиболее чётко картируются две ветви разлома: северная – Кубадринский разлом и южная – собственно Курайский разлом.

В современной структуре собственно Курайский разлом протягивается вдоль осевой части и на южном склоне одноименного хребта и выражен серией сопряжённых субпараллельных и диагональных поверхностей-сместителей типа надвигов, взбросов, взбросо-сдвигов и сбросов. Разрывные нарушения концентрируются в полосе 3-4 км вдоль южного подножия Курайского хребта. Между отдельными разрывами зажаты узкие тектонические блоки разновозрастных пород. Ориентирована зона субширотно, но к западу от пос.Акташ приобретает чётко выраженную дугообразную форму с изменением простирания с близширотного на северо-западное, а затем и субмеридиональное. Основные сместители сопровождаются линейно-вытянутыми телами серпентинизированных ультрабазитов, зонами дробления и гидротермальной переработки [Мухин, Кузнецов, 1939].

В широкой зоне этого разлома, отчётливо выраженной в рельефе тремя крупными уступами на южном склоне Курайского хребта и понижениями субширотного ориентированных долин ручьёв у его подножия, имеются признаки очень молодых движений. В частности, наблюдается надвигание в южном направлении палеозойских пород и толщ неогена на четвертичные осадки. Наличие сложно построенной зоны глыбового чешуйчатого надвига, в строении которого участвуют многочисленные формации [Мухин, Кузнецов, 1939]. Углы падения поверхности надвига на некоторых участках очень пологие ($5-40^\circ$) с погружением на север. Чешуйчатый взбросовый характер зоны ярко выражен в районе с.Курай, где поверхности сместителей приобретают более крутые углы падения. К северо-западу от Акташского месторождения разрывы имеют еще более крутое падение ($60-80^\circ$) и поворачивают на восток-северо-восток. В районе оз.Сарылу-Куль система взбросо-надвигов постепенно сменяется значительно менее сложными структурами – чередованием горстов и грабен-синклиналей [Кузнецов, 1939].

К востоку от р.Кызылташ разрывы, образующие зону Курайского разлома, носят взбросовый, взбросо-сдвиговый и реже – взбросо-надвиговый и сбросовый характер. Чешуйчатонадвиговый характер зоны разлома проявлен на отрезке р.Кызылташ - оз.Чайбекколь, где зона как бы “обрамляет” юго-западный край Курайского горста [Зыбин, 1969].

Кубадринский разлом имеет сравнительно простое строение и представляет собой крутопадающий правосторонний взбросо-сдвиг с амплитудой вертикальных перемещений, оцениваемой в первые тысячи метров, а горизонтальных – в несколько десятков километров. Разлом характеризуется широкой (50-250 м) зоной интенсивного дробления, гидротермальных изменений, милонитизации и развальцевания. На протяжении более 80 км Кубадринский разлом имеет почти прямолинейное близширотное или западно-северо-западное простирание, затем поворачивает в районе р.Курайки на северо-запад [Зыбин, 1969].

Шапшальский глубинный разлом расположен в пределах Западно-Саянской зоны. Разлом близвертикальный, протягивается вдоль подножия Шапшальского хребта от верховьев р.Карги на северо-запад к верховьям р.Чульчи почти на 250 км и ограничивает с востока Чульшманский антиклинорий. По обе стороны от разлома отложения нижнего палеозоя представлены разными фациями. Сама зона разлома выражена серией субпараллельных нарушений, вблизи которых осадочные и интрузивные породы рассланцованы, милонитизированы, гидротермально изменены.

Характерными элементами Курайского, Чарышско-Теректинского и Шапшальского глубинных разломов являются своеобразные приразломные структуры, выполненные грубообломочными континентальными молассами девона, среднего и верхнего карбона, представляющие собой узкие грабены, вытянутые вдоль зоны каждого разлома. Примером подобных структур являются Чарышско-Теректинская грабен-синклиналь в зоне одноименного разлома, Бельгебашская и Курайская грабен-синклинали – в зоне Курайского разлома. Вдоль Шапшальского разлома, кроме того, описаны отложения юры (в Сайгоньшской котловине, по северо-восточному борту Джулукульской впадины), указывающие на мобильность зоны разлома на протяжении всей геологической истории, в мезозое и до кайнозоя включительно, когда вдоль неё была заложена цепь межгорных впадин.

На новейшем этапе все глубинные и региональные разломы каледонского и герцинского возраста заложения испытали омоложение. Вопросы проявления палеозойских тектонических швов в современном структурном плане детально рассматривались В.С.Ерофеевым [1969], Е.В.Девяткиным [1965], Е.М.Рудичем [1972].

Субширотные каледонские глубинные швы определили границы орографических ступеней (см. рис.6). Так, Семипалатинско-Тувинский разлом очень чётко разграничивает 2000- и 3000-метровую ступени. Амплитуды новейших подвижек по этому разлому колеблются в пределах 300-2000 м. К Алейско-Санскому глубинному шву приурочена внешняя граница 2000-метровой ступени в северо-восточной части Горного Алтая – от долины р.Катуни до северной оконечности Телецкого озера и далее на восток. Амплитуды новейших перемещений по разлому на этом участке достигают местами 1000-1200 м. Отрезок Алейско-Саянского разлома на участке от верховьев р.Чарыш до долины р.Катуни выражен в современном рельефе слабо. Каледонский разлом вдоль фаса Алтая отделяет 1000-метровую ступень Горного Алтая от Предалтайской равнины. Амплитуда новейших подвижек по этому шву составляет 200-600 м.

Герцинские глубинные и региональные разломы северо-западного простирания контролируют расположение и направление морфоструктур второго и третьего порядков – зон относительных поднятий и опусканий отдельных хребтов и впадин (см. рис.6). Наибольшие амплитуды новейших подвижек по этим швам отмечаются в пределах 3000-метровой ступени. Так, амплитуда общего перемещения по зоне Курайского разлома местами превышает 2000-2500 м, Шапшальского – 1500 м. К северу от Семипалатинско-Тувинского каледонского шва основные герцинские разломы выражены в современном рельефе менее отчётливо. Лишь на отдельных участках амплитуды новейших подвижек по ним достигают 500-1000 м.

Разломы, ограничивающие новейшие структуры IV порядка (отдельные горсты, грабены, мелкие блоки), часто занимают секущее положение в отношении палеозойских структур. Как правило, затруднительно уловить закономерную связь с палеозойским тектоническим планом и структурных форм небольшого размера. Вероятно, разрывные нарушения, контролирующие эти морфоструктуры, являются не только и не столько регенерированными, но и вновь возникшими – кайнозойскими. Возникновение кайнозойских разломов связано с процессом усложнения новейшего строения Алтая, шедшим по пути увеличения степени дифференцированности блоковых движений. Молодые разрывные нарушения имеют сравнительно небольшую протяжённость.

В большом количестве случаев на стыке зон крупных омолодившихся разломов герцинского и каледонского заложения расположены эпицентральные зоны современных землетрясений и выявленные в ходе настоящих работ первичные палеосейсмодислокации. В то же время, с вновь возникшими разрывными нарушениями небольшого размера часто связано положение крупных древних гравитационных сейсмодислокаций.