

INSELBERGS: A CONVERGENCE OF DIFFERENT GEOMORPHOLOGIC REGIMES (THE CAUCASUS AND THE ADJACENT PLAINS)

M.P. ZHIDKOV

Summary

Inselbergs in the platform regions may appear due to tectonic as well as due to the long-term action of denudation processes. Likewise some inselbergs in the Caucasus were formed by tectonic upheaval while others are the result of erosion and denudation. There are several inselbergs in the vicinity of the cities of Nakhichevan', Mineral Waters and Kazakh. In the latter region one can see the different stages of inselbergs' formation by exogenous processes. The likeness of tectonic inselbergs morphology and that of erosion-denudation inselbergs allows to think of convergence of different geomorphologic regimes.

УДК 551.432(235.222)

© 2002 г. Б.Н. ЛУЗГИН

МОРФОГЕНИЯ БОЛЬШОГО АЛТАЯ

Горообразование Внутренней – "Высокой" Азии, в отличие от срединно-океанических горных сооружений, гор континентальных окраин и собственно коллизионных значительно более дискуссионно, так как здесь нет четкой приуроченности к границам активных крупных литосферных плит, обладающих определенными векторами относительных перемещений. При объяснении происхождения этих гор ссылаются на телеколлизионные явления [1], наличие крупного Азиатского плюма [2] или на комплекс причин [3]. В этом внутриконтинентальном Центральноазиатском горном поясе, имеющем общую широтную ориентировку, важную ключевую связующую роль при дискордантной позиции играет сужающийся на юге клин Большого Алтая, включающего Русский, Монгольский и Гобийский Алтай [4]. Эта горная страна в разное время различными исследователями представлялась в виде древних первичных и юных возрожденных гор как общее сводовое поднятие, глыбовая или взбросово-сбросовая [5], существенно надвиговая [6] или комбинированная сдвиговая [7] кинетическая система.

На юго-западе Центральноазиатский горный пояс соприкасается с Памирской дугой Памиро-Гималайского горного мегапояса [8], на востоке срезается трансформными Притихоокеанскими горными системами [9]. На всем остальном протяжении он граничит с платформенными структурами. Большой Алтай встраивается в мегаструктуру Центральноазиатского пояса, причленяясь на северо-востоке к горной системе Саян, а на крайнем юге – к восточным частям хребтов Тянь-Шаня [2]. С северо- и юго-запада Алтай сопряжен соответственно с равнинными образованиями – Западно-Сибирской и Джунгарской; с востока ограничен предгорной впадиной Котловины Больших Озер, переходящей к юго-востоку в Долину Озер. Этот крупный тектонический блок ограничен на юго-западе системой "горячих" правосторонних сдвигов; на севере дизъюнктивные швы "фаса Алтая", относящиеся к взбросо-сбросам, отделяют его от Западно-Сибирской платформы; северо-восточные границы часто характеризуются надвиговым характером смещений; а южное ограничение представляет собой клавишный грабено-горстовый тип разрывных дислокаций с преобладанием левосторонней сдвиговой составляющей.

Главный Азиатский (мировой, по Ю.А. Мещерякову [10]) водораздел отвечает осевой широтной части пограничной зоны Русского и Монгольского Алтая. Затем, как будто резко "надламываясь", он направляется к юго-востоку по основному водораз-

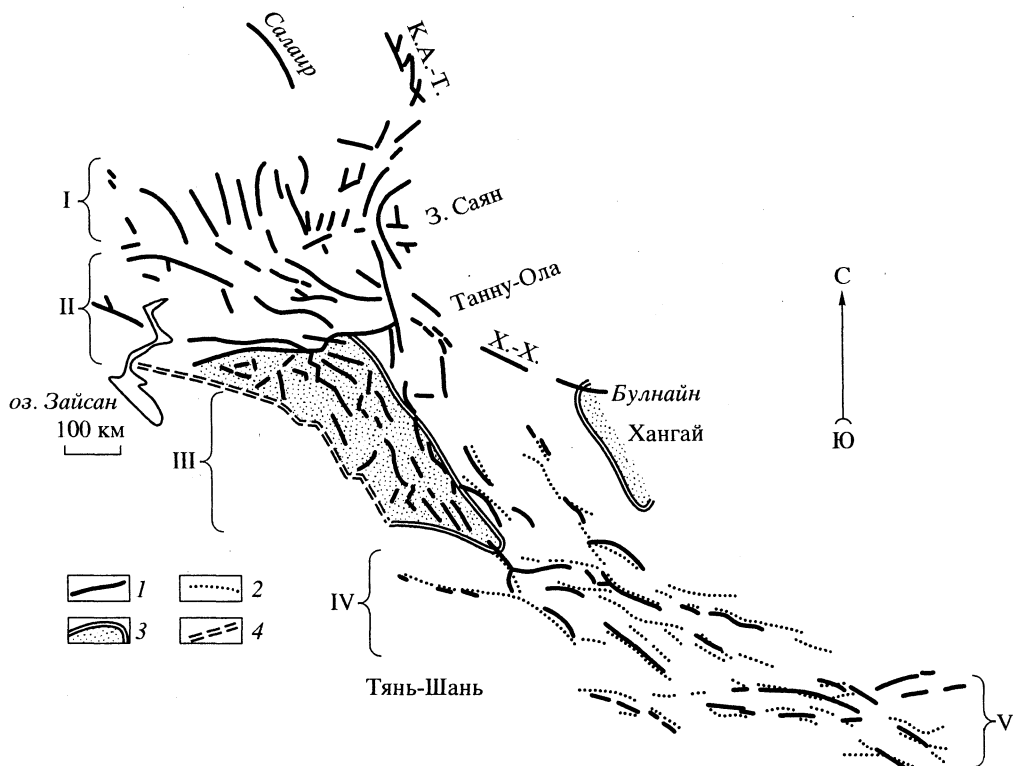


Рис. 1. Орографическая схема Большого Алтая

1 – осевые линии хребтов (К.А.-Т. – Кузнецкий Ала-Тау, Х.-Х. – Хан-Хухэй), 2 – осевые линии зон наибольшей крутизны рельефа (для хребтов "промежуточного" типа), 3 – "корни гор" (ареалы максимальной мощности "гранитного слоя"), 4 – ступенчатые дизъюнктивные границы Монгольского Алтая с Джунгарской равниной.

Морфологические зоны: I – диагональных северных хребтов, II – субширотных хребтов Русского Алтая, III – диагональных "монгольских" хребтов, IV – коленчатых хребтов, V – широтных южных хребтов Тянь-Шаньского типа

делу Монгольского Алтая и вновь приобретает широтную ориентировку, следуя по восточным отрогам Тянь-Шаня.

Морфоорография

Алтай – типичная горная страна, включающая в качестве составных элементов горные хребты, цепи, их системы, горные узлы и поднятия (рис. 1).

В центральной части Большого Алтая обособляется Монголо-Алтайское поднятие, отчетливо индивидуализированное как по массивно-гористому наполнению и относительно невыдержанному рисунку расположения хребтов, так и по наличию "корней гор" – ареалу максимальной толщины "гранитного" слоя (16–20 км на фоне преобладающей 12–16 км) [11].

Северную низко-среднегорную часть этого орогенного сооружения (в пределах Русского Алтая) занимает серия субпараллельных диагональных хребтов ССЗ простиранья. Южная часть Русского Алтая (и, частично, северо-востока Западной Монголии) соответствует пучку расходящихся на запад высокогорных гребней Алтая. Обе эти серии хребтов нередко рассматривали как единую выпуклую на ЮЗ дугообразную систему. Однако область перехода от широтного к диагональному расположению

хребтов крайне узка для плавного разворота, а сами системы, как правило, отделены одна от другой. К тому же эта зона насыщена крупными межгорными впадинами общего широтного простирания [12].

На востоке диагональные системы хребтов Русского Алтая срачиваются с широтными системами Западного Саяна и Танну-Ола с образованием соответствующих горных узлов. Характерен своеобразный орографический рисунок зоны "срачивания" Русского Алтая и Западного Саяна, где ориентировка хребтов приобретает сетчатозвездчатый характер с преобладанием "лучей" доминирующих здесь направлений. Далее на юго-восток, уже в пределах Монголии, система широтных хребтов юга Русского Алтая продолжается в виде согласно с ними ориентированного хребта Хан Хухэй, который пересекает выположенную территорию Котловины Больших Озер.

К югу от этой зоны широтных хребтов, в восточной части Монгольского Алтая четко проявлена "монгольская" серия диагональных хребтов, граница которой с предыдущей зоной также резка, как и северное ограничение упомянутой широтной зоны. Так, восточный фланг Монгольского Алтая вдоль границы с Котловиной Больших Озер подчеркнут системой высоких диагональных хребтов, и со стороны этого предгорного (передового) прогиба сопровождается субсогласно ориентированными цепочками промежуточных гребневидных гор островного типа. В данном случае номенклатура типов складчатости распространена нами на орографические ситуации для того, чтобы подчеркнуть подобие переходов полной "гористости" собственно Монгольского Алтая к промежуточной, сопутствующей ей в пределах предгорного прогиба. Существует определенная симметрия расположения промежуточных гряд горных хребтов, граница которой с предыдущей зоной также резка, как и северное ограничение упомянутой широтной зоны. Имеется сходная симметрия расположения промежуточных гряд горных цепей и со стороны Хангайского поднятия, ограниченного с запада системой гряд подобных же краевых хребтов, на что ранее обращалось внимание Н.А. Флоренсовым и С.С. Коржуевым [13].

Основной массив горного поднятия Монгольского Алтая на юге у 46° с.ш. резко обрывается в сторону впадины Барун-Хурай обширным фронтом протяженностью около 225 км. Южнее проявлены лишь системы пьедестальных (по Д.А. Тимофееву [14]) горных цепей шириной не более 30–90 км.

В широтной зоне в диапазоне $44\text{--}46^{\circ}$ с.ш. (а в пределах Котловины Больших Озер до 47° с.ш.) наблюдается удивительная картина последовательного коленообразного сочленения серии горных хребтов и гряд широтной и диагональной (здесь северо-западной) ориентировок, характерных для Алтая в целом (рис. 2). Еще южнее (до 42° с.ш.) фиксируется система промежуточных широтных горных цепей и гряд Заалтайской Гоби, которую можно рассматривать и как восточное замыкание систем хребтов Тянь-Шаня, основные горные сооружения которого определяют характер рельефа западное – в Синьцзянской провинции Западного Китая.

Выше мы уже отмечали преимущественно субторцовый характер сочленения горных систем Большого Алтая. Причем широтные хребты нередко как бы срезают системы диагональных. При этом совершенно определенны многочисленные свидетельства более позднего формирования широтных хребтов на южном фланге Большого Алтая в области замыкания тянь-шаньских структур.

Несколько севернее широтные участки хребтов чередуются с диагонально ориентированными горами, что образует систему, напоминающую коленчатый вал. Наиболее крупной горной грядой этого типа является "связка" восточного хребта Монгольского Алтая диагональной ориентировки с субширотным коленом Хар-Азаргынского хребта, соединяющего в свою очередь в единую систему и диагональное плечо хребта Гичений. Широтный вал этой системы принадлежит структурам, надежно коррелируемым с тектоноструктурами, формирующими геоморфологический уступ широтного ограничения массива Монгольского Алтая, заканчивающегося несколько севернее данной территории.

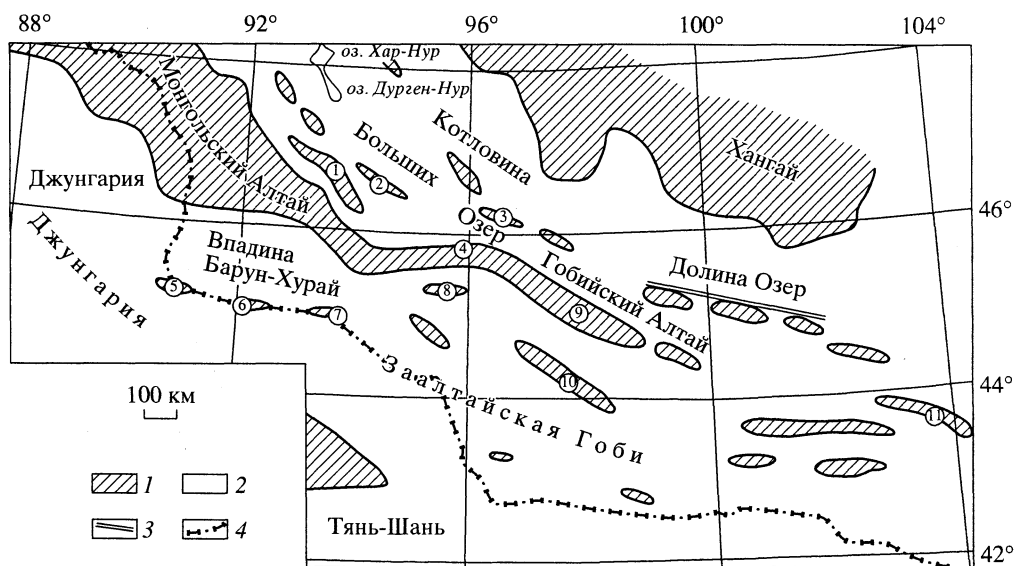


Рис. 2. Характер сочленения горных массивов и хребтов в пограничной зоне Монгольского и Гобийского Алтая

1 – горные массивы и хребты (цифрами в кружках обозначены хребты: 1 – Баатар-Хайрханы, 2 – Дарвийн, 3 – Хан-Тайширын, 4 – Хан-Азаргын, 5 – Байтаг-Богд-Уул, 6 – Хавтигийн, 7 – Тахийн-Шар, 8 – Таянгийн, 9 – Гичгений, 10 – Эрдэнгийн, 11 – Гурван-Сайханы); 2 – равнины и впадины; 3 – сейсмогенный разлом Гоби-Алтайского землетрясения, 4 – государственная граница МНР и КНР

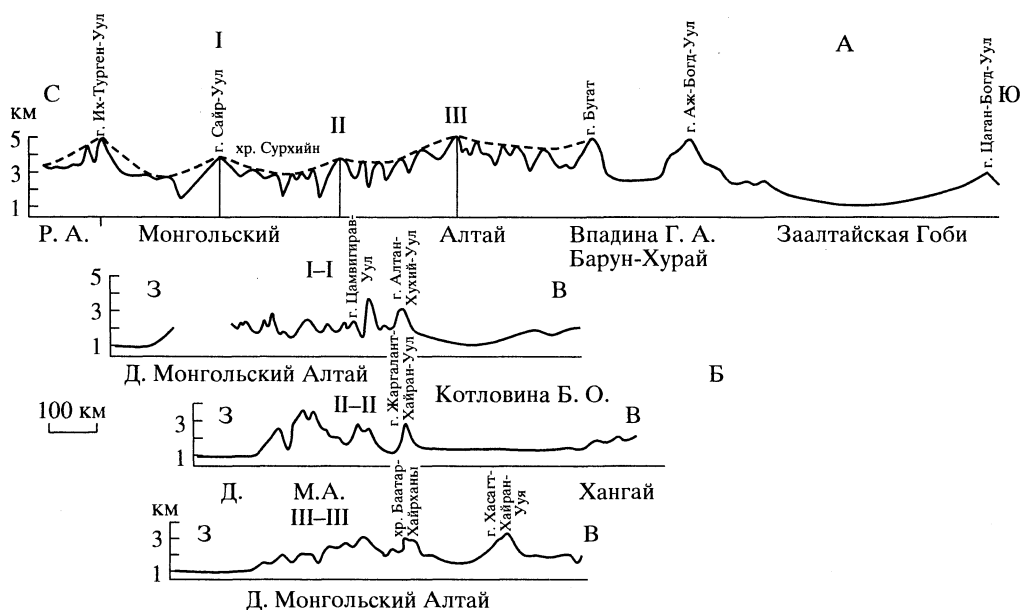


Рис. 3. Геоморфологические профили Монгольского Алтая

А – продольный профиль цепи диагональных хребтов восточного фланга Монгольского Алтая. Пунктиром показан вершинный уровень гор. Б – поперечные широтные профили в крест структур Монгольского Алтая (I-I, II-II и III-III). Профиль III-III расположен в 40–50 км севернее впадины Барун-Хурай (средняя высота менее 1 км), параллельно ее границам.

Сокращения: Р.А. – Русский Алтай, Г.А. – Гобийский Алтай, Б.О. – Большие Озера, Д. – Джунгария, М.А. – Монгольский Алтай

В пределах самого горного поднятия Монгольского Алтая широтные структуры более завуалированы. По существу они проявлены здесь в виде "орографических волн", которые характеризуются субширотным расположением наиболее возвышенных участков систем разноориентированных хребтов. Длины подобных "волн" в данном случае близки 120 км (рис. 3). Показательно, что каждый раз к югу от "гребней" этих "волн" западная сдвиговая граница Монгольского горного поднятия сужается по широтным уступам левостороннего смещения.

Обращает на себя внимание и то, что зигзагообразный характер основного водораздела Монгольского Алтая на севере по своей конфигурации весьма напоминает геологические структуры, образованные наложением косого кливажирования на первичную складчатость в условиях горизонтального сжатия, поперечного к направлению первичных структур.

Вывод из приведенного ороморфологического анализа Большого Алтая очевиден: эта горная страна образована сочетанием систем хребтов двух основных направлений – широтного и диагонального, причем первые преимущественно наложены на вторые, что отражает общую принципиальную последовательность типоморфного для Алтая горообразования.

Сравнительный анализ гео- и морфоструктур Большого Алтая

Прежде всего нам хотелось обратить особое внимание на то обстоятельство, что Алтайская горная страна в целом по отношению к окружающим ее равнинным пространствам (в том числе межгорным впадинам), высотное положение которых следует принять за основание гор, как бы наклонена и к северу, и к западу. Восточное плечо Алтайских гор выше западного почти на 0,5 км. Северное подножие возвышается над уровнем Предалтайской равнины на севере на 0,6–1,0 км. Этот общий северо-западный уклон, как нам представляется, обуславливает главные особенности ориентации векторов динамических напряжений (осей сжатия и растяжения), а общий мозаичный фон деформаций [15] отражает внутреннюю неоднородность геоструктур этой горной страны. Для большей части исследуемой территории оси растяжения соответствуют направлению общей вытянутости Алтайских гор. Исключением является северная периферия гор, выполняющая в этом случае функцию "упора" в основании общей наклонной к Предалтайской равнине поверхности, где вектора динамики напряжений изменяют ориентировку на поперечные в соответствии с общим наклоном поверхности основания гор.

Алтайская горная страна, как сложное геоморфологическое сооружение, внутренне крайне неоднородна. Для западной части Русского Алтая характерен морфосеквентный рельеф, для южной части Монгольского-Гобийского Алтая, напротив, он явно тектоносеквентен. Ороморфология Северного Алтая коррелируется с геоструктурами лишь в самом общем виде: и геологические структуры, и орографический план диагональны на севере Русского Алтая и субширотны на его юге. Крупные дизъюнктивные нарушения наследуются лишь долиной р. Катунь на субмеридиональном ее участке и фрагментарно – реками Чарыш и Чуя, имеющими, как и соответствующие им геоструктуры, субширотный план. Вместе с тем, интертекстурные тектонические швы любого ранга являются удобными структурами для заложения многих речных долин.

На юге Алтая господствует прямое широтное блоковое строение верхнего структурного этажа, определяемое горстовой позицией высокогорных хребтов и грабеновой – впадин. Новейшие орогенные структуры несомненно эпиплатформенны и унаследованы еще с периода активизации в начальные моменты проявления новой тектоники (поздний мел – палеоген). Нередко эти асимметричные горные хребты, северные склоны которых более пологи, сопровождаются формированием складкообразующих волн из форбергов, которые являются свидетельствами проявления современных го-

образовательных процессов [13]. К этой категории морфоструктур относятся растущие горные валы, которые причленяются не только к более зрелым горным хребтам вдоль южной периферии Алтая, но и к субширотным поперечным горстовым выступам выпадины Котловина Больших Озер [3]. Показательно, что и на юге Русского Алтая, там, где хребты имеют широтную ориентировку, в последнее время также были выявлены свидетельства волновых деформаций в виде серии форбергов у южного подножия Курайского хребта [16, 17]. Нам представляется, что эти структуры, переходящие здесь в наклонные гласисы (бэли), эти вовлеченные в поднятия периферийные участки внутригорных впадин должны быть развиты более широко, чем это пока установлено. Косвенно об этом свидетельствует широтная складчатость палеоген-неогеновых угленосных отложений с падением слоев не только к югу от Курайского хребта, но иногда и в противоположном направлении.

Помимо новейших складчатых структур местами локально четко дешифрируются морфотектонические линеаменты. Среди них выделяются исключительно резкие линейные границы, по обе стороны которых мезо- и микроформы резко отличны. Таким примером служит субмеридиональный Кобдинский разлом, отделяющий горы Монголии от Ачит-Нурской равнинной впадины. Вторым морфотипом разломных линеаментов является линейная вытянутость узких впадин, выполненных в чехольном основании "лентами" палеоген-неогеновых осадков. Так, например, выглядит широтная зона бухтарминской серии нарушений, совпадающая с северной границей Южно-Алтайского хребта. Здесь морфологические контрасты по разные стороны зоны разломов значительно более сглажены и менее выразительны. Наконец, третий морфотип дешифрируемых зон разломов – сильно размытые линейные формы. Пример – зона Курайского надвига, опоясывающего с юга и юго-запада одноименный горный хребет.

Приведенный морфологический ряд обычно выстраивается и как возрастной: Кобдинский разлом – самый юный, Курайский – древний. Возможно, что это и так, но не следует ограничиваться только относительной возрастной интерпретацией указанных форм. Отличен и механизм образования разломов данной серии: в первом случае – это сдвиг, в последнем – надвиг. И, как показали исследования современных Алтае-Гобийских разрывных сейсмодислокаций [18], степень выразительности и сохранности морфологии тектонического шва во многом зависит от типа смещений: сдвиги сохраняют свою четкость и линейность и с истечением значительного времени, а швы взбросов и особенно надвигов достаточно быстро маскируются обвалами и осыпями [18].

Полихронность морфогенеза

К настоящему времени большинство исследователей придерживаются мнения о трех этапах горообразования на Алтае. Это – этап раннемезозойской ($J = K_1$) активизации, приведшей к возникновению общеалтайского сводового поднятия, а также к возникновению приразломных линейных прогибов. За ним последовал этап эпиплатформенного развития ($K_2 = P$), во время которого сформировались широко развитые в регионе коры выветривания в условиях пенепленизации. И, наконец, отмечается этап новейшей активизации, подразделяемый на подэтапы медленных восходящих движений (миоцен-ранний плиоцен) и усиления активизации (поздний плиоцен-голоцен).

Эта последовательность горообразования достаточно хорошо соответствует не только геоморфологическому строению, но и стратификации соответствующих осадков в межгорных впадинах. Но данные о геоморфологии и геологии мало анализировались в отношении возможного изменения плана деформаций за это время.

Во-первых, как неоднократно подчеркивалось рядом исследователей, альпинотипный рельеф характерен для юго-востока Русского и всего зарубежного Алтая, а хребты на севере и западе практически лишены альпийских форм [10]. Иначе говоря, в пределах Алтая имеются два четко различающиеся по морфологии типа горного рельефа.

Во-вторых, анализ состава и возраста континентальных осадков прибортовых частей прилегающих к Алтаю равнин и входящих в его структуру межгорных и внутригорных впадин, показывает не только литологическую, но и возрастную зональность их распределения. Предгорные впадины по периферии Алтайских гор содержат молласы в срединных частях юрских разрезов Джунгарской и Зайсанской краевых впадин, Предалтайского прогиба и Котловины Больших Озер. В основании плитного чехла Предалтайской равнины молласы ассоциируются с одновозрастными угленосными осадками. Иначе говоря, по всей периферии Алтайских гор в осадках чехла равнин и впадин широко распространены рыхлые мезо-кайнозойские континентальные отложения, обязанные своей аккумуляцией деструктивным процессам, сопровождавшим первый мезозойский этап горообразования.

Вместе с тем, в низах разрезов рыхлых отложений внутренних субширотных впадин Центрального Алтая преобладают уже олигоцен-миоценовые осадки. Обычно это слабо угленосные озерно-болотные образования молласового или молласовидного облика. Н.Л. Добрецов и др. [12] относят их преимущественно к кайнозойскому времени, И.С. Новиков [6] – к выполнению впадин олигоценового заложения, представляющих здесь реликты соответствующего прогиба между Русским и Монгольским Алтаем.

Наконец, диагональные (субмеридиональные) внутригорные впадины всей Алтайской горной страны выполнены почти исключительно молласовым (молласовидным) материалом четвертичного возраста, а по И.С. Новикову [6], это прогибы позднеплиоценового заложения.

Очевидно, что подобная зональность континентального осадконакопления во впадинах вполне может быть интерпретирована как зарождение в раннемезозойскую эпоху всего Алтайского горного сооружения в виде единого мегаморфного образования. Так, согласно С.С. Коржуеву и Н.А. Флоренсову [19], максимум в формировании деструктивного материала здесь приходится на мезозой. Такого же мнения придерживался и Л.И. Розенберг [20].

Вероятно, что после наступившей позднее эпиплатформенной "паузы" в позднекайнозойский этап усиления тектономорфологической активизации рост гор определялся преимущественно (исключительно?) широтным планом морфодислокаций. Именно они обеспечили преобладание альпинотипности современного облика рельефа в южной части этой горной страны и способствовали расширению области гор на юг, в том числе и в эпиплатформенную зону Гобийского Алтая. Это прослеживается и по реконструкциям палеогеографических обстановок, воссозданных Т.В. Николаевой и В.Ф. Шуваловым [21].

В таком случае неоднократно обсуждавшаяся в специальной литературе интерференция близширотных структур новейшей активизации на существенно меридионально ориентированную палеозойскую зональность подвижной области [12, 22 и др.] при нашей интерпретации получает не только геоструктурное, но и морфоструктурное содержание.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хаин В.Е. Силы, создавшие неповторимый облик нашей планеты // Соросовский образов. журн. 1998. № 3. С. 3–15.
2. Лузгин Б.Н. Структурные мотивы Центральноазиатского горного пояса // Геоморфология Центральной Азии. XXVI Пленум Геом. комис. РАН. Барнаул: Изд-во АГУ, 2001. С. 133–136.
3. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Азии. М.: Пробел, 2000. 454 с.
4. Добрецов Н.Л. Тектоника плюмов // Фундаментальные проблемы геологии и тектоники Северной Евразии. Новосибирск: Изд-во СО РАН (филиал "ГЕО"), 2001. С. 23–24.
5. Обручев В.А. Алтайские этюды (Этюд второй). О тектонике Русского Алтая // Землеведение. 1914. № 3. С. 1–71.
6. Буслов М.М. Нижнепалеозойские тектонические покровы в структуре Горного Алтая: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГИГ СО АН СССР, 1988. 17 с.
7. Новиков И.С. Морфотектоника Алтая: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГ СО РАН, 2001. 36 с.

8. Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А. Делимость земной коры и палеонапряжения в сейсмоактивных и нефтегазоносных регионах Земли. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 324 с.
9. Врублевский А.А., Змиевский Ю.П., Николаев В.В. Мезозойско-кайнозойская и современная геодинамика зоны сочленения Центральноазиатского и Тихоокеанского тектонических поясов // Фундаментальные проблемы геологии и тектоники Северной Евразии. Новосибирск: Изд-во СО РАН (филиал "ГЕО"), 2001. С. 17–18.
10. Мецераков Ю.А. Рельеф СССР (Морфоструктура и морфоскульптура). М.: Мысль, 1972. 517 с.
11. Национальный атлас Монгольской Народной Республики / А.Л. Яншин, Москва; Улан-Батор. 1990. 144 с.
12. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Ермиков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием тектонической структуры // Геология и геофизика. 1995. № 10. С. 5–19.
13. Флоренсов Н.А., Коржуев С.С. В поисках основ геоморфологической концепции (о некоторых итогах новейших геоморфологических исследований в Монголии) // Геоморфология. 1982. № 2. С. 13–19.
14. Тимофеев Д.А. Пьедестальные горы – начальная стадия развития возрожденных гор // Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука, 1975. С. 51–57.
15. Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1995. № 10. С. 20–30.
16. Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В. и др. Следы сильных землетрясений прошлого в рельефе Горного Алтая // Геоморфология. 1999. № 1. С. 82–95.
17. Платонова С.Г. Сейсмотектоника Горного Алтая: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Барнаул: Изд-во АГУ, 1999. 25 с.
18. Гоби-Алтайское землетрясение / Н.А. Флоренсов, В.П. Солоненко. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 389 с.
19. Коржуев С.С., Флоренсов Н.А. Деструкция и деструктивный рельеф (к итогам геоморфологических исследований в МНР) // Геоморфология. 1992. № 3. С. 22–28.
20. Розенберг Л.И. О времени образования горного рельефа Алтая // Геоморфология. 1978. № 1. С. 75–83.
21. Николаева Т.В., Шувалов В.Ф. Развитие рельефа Монголии в мезозое и кайнозое // Геоморфология. 1995. № 2. С. 54–65.
22. Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М.: Наука, 1981. 132 с.

Алтайский госуниверситет

Поступила в редакцию
12.10.2001

MORPHOGENESIS OF THE GREAT ALTAI

B.N. LUZGIN

S u m m a r y

The Great Altai is discordant to the structure of Central-Asian orogenic belt being the interlink between the Tien-Shan and the Sayan-Baikal-Stanovoi mountain systems. The Great Altai is characterized by complex inner zonality, which may be seen in the Mongol-Altai mountain raise and series of diagonal (N-W) and lateral ridges. The formation of the Great Altai was multistage with the consecutive interference of these orogenic zones.