

ВЕРШИННЫЙ ПОЯС ГОР ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ¹

На протяжении почти полутора веков не ослабевает научный интерес к Юго-Западному Прибайкалью. И объясняется это не только тем, что регион до сих пор остается недостаточно изученным, – здесь мы можем видеть эталонное выражение морфотектоники и рельефа Байкальской рифтовой зоны. В полной мере это относится к Тункинскому рифту с его горным обрамлением, состоящим из наклонного горста Тункинских Гольцов и сводового поднятия Хамар-Дабана.

Наши знания о новейшей тектонике региона благодаря работам В.А. Обручева, Н.А. Флоренсова, Г.Ф. Уфимцева и др. исследователей обрели в целом почти законченную форму. Но его геоморфология известна гораздо хуже. Интереснейший компонент морфологических ландшафтов гор Юго-Западного Прибайкалья – их вершинный пояс.

Тункинские Гольцы

Тункинские Гольцы представляют собой крайний юго-восточный и один из самых высоких хребтов Восточного Саяна. Средние высоты поднятия находятся в пределах 2500–2700 м, а высшей его точкой считается безымянная вершина с отметкой 3284 м. Протягиваясь в субширотном направлении почти на 140 км, цепь Тункинских Гольцов имеет хорошо выраженную форму наклонного на север горста шириной 25–30 км. Из всех горных поднятий рифтовой зоны Тункинские Гольцы отличаются наибольшей монолитностью, что подчеркивается высокими сбросовыми уступами, ограничивающими их. Хребет лишь в двух местах рассечен значительными сквозными разломами, вдоль которых заложены долины рек Кынгари и Ихе-Ухгуни. В основном же здесь распространены короткие, хуже выраженные в рельефе, дизъюнктивные нарушения [1].

В формировании рельефа Тункинских Гольцов существенное значение имело древнее оледенение (рис. 1). Они характеризуются резкой расчлененностью (более 1000 м), господством свежих форм, обработанных льдом и слабо затронутых эрозией. Основные формы рельефа – глубокие и длинные (до 36 км) трог с многочисленными ригелями и висячими долинами, кары, острые гребни и карлинги. Лишь на северо-западе хребта верхний ярус рельефа приобретает сглаженные очертания, что еще С.В. Обручев [2] объяснял сохранностью остатков лаборасчлененного древнего рельефа. В других местах доорогенная поверхность выравнивания не сохранилась.

По М.В. Тронову [3], основными факторами оледенения являются ороклиматические и морфологические особенности территории. Рельеф исследуемого района во время позднечетвертичного оледенения, согласно Н.А. Флоренсову [4] и др. исследователям, практически не отличался от современного. Принципиальная схема циркуляции атмосферы и, следовательно, основные черты климата в то время были также подобны современному [5]. Поэтому есть основания считать, что особенности распределения осадков в эпоху последнего оледенения были схожими с нынешними.

Тункинские Гольцы располагаются почти перпендикулярно по отношению к влагонесущим воздушным массам, но их западный фланг попадает в орографическую зависимость от лежащих севернее поднятий, которые перехватывают значительную долю осадков. Поэтому северо-западный наветренный склон и в целом восточная часть Тункинских Гольцов более увлажнены, чем юго-восточный склон и западная часть. Следы оледенения подчиняются тем же пространственным закономерностям.

Оледенение южного сбросового (и потому короткого и крутого) склона хребта было сравнительно небольшим карово-долинным и каровым. Там, где верховья рек (бывшие эрозионные воронки) были обработаны каровыми и карово-висячими ледниками, истоки рек сместились из каров к основаниям ригелей, не прорезанным реками до настоящего времени. Причина этого, по всей видимости, не только в малой водности рек южного склона, но и в особенностях его тектонического строения, основным элементом которого является главный сместитель зоны краевого сброса Тунгинской рифтовой долины – стенки

¹ Работа выполнена при финансовой поддержки РФФИ (проект № 97-05-64352).

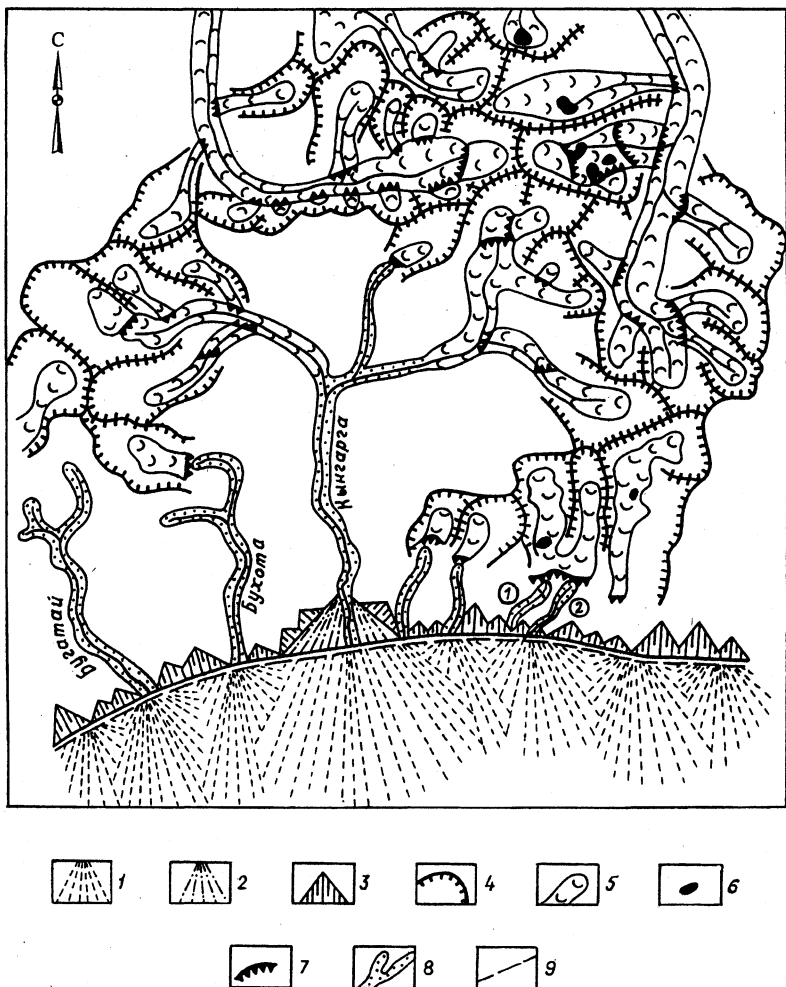


Рис. 1. Геоморфологическая схема вершинного пояса Тункинских Гольцов в районе бассейна р. Кингарга
 1 – предгорный откос (система слившихся конусов выноса), 2 – цокольная часть конуса выноса, 3 – базальные фасы сбросового уступа, 4 – стенки каров, 5 – днища каров и троговых долин, 6 – ледниковые озера, 7 – ригели, 8 – флювиальные долины, 9 – молодой сместитель в подошве сбросового уступа.
 Цифрами в кругах обозначены: 1 – р. Первая Шихтолайка, 2 – р. Вторая Шихтолайка

ригелей заложены по частным сместителям нагорной части зоны этого молодого сброса, что поддерживает их морфологическую сохранность.

Особенно хорошо такую отделенность каров от долинных комплексов можно наблюдать восточнее р. Кингарги, где практически каждая из рек начинается у оснований каровых уступов (ригелей). Только р. Харимта вытекает из большего ледникового цирка ($2,5 \times 3,5$ км). Благодаря его размерам, в 3–4 раза превышающим остальные цирки, он собирает значительное количество воды, и верховья реки обладают достаточным эрозионным потенциалом.

В этом районе Тункинских Гольцов днища каров находятся на едином высотном уровне около 1800 м. В некоторых местах кары расширились и слились днищами, образовав выравненные участки, напоминающие каровые педименты [6]. Там, где уровень днищ каров совпадает с поверхностями промежуточных ступеней, такие участки становятся особенно выразительными, как, например, в верховьях рек Первой и Второй Шихтолаек, а также Булука и Туботы. Западные кары располагаются ступенчато, а нижняя граница их распространения постепенно поднимается до 2400 м.

Сами кары морфологически выражены очень плохо. Их стенки часто сильно разрушены, а днища заняты обвально-осыпными массами, которые перекрывают старые морены и ригели. Примером могут служить сопряженные и схожие по форме кары в верховьях рр. Первой и Второй Шихтолаек. Эти кары-близнецы в плане имеют сильно вытянутую форму; их длина превышает 1800 м, при ширине около 700–800 м. В целом, кары ориентированы на юг, хотя и состоят из участков различной экспозиции. Их верхние участки открываются на юго-восток, затем днища каров коленообразно изгибаются, меняя свою ориентацию на северо-западную, а заканчиваются кары, открываясь строго на юг.

Стенки каров высотой 100–150 м более чем на половину прикрыты осыпями, которые питают каменные глетчеры, занимающие днища каров. Последние, имея длину около километра, не выходят за пределы каров, заканчиваясь у ригелей. Их фронтальные части имеют вид высоких (до 30 м) валов, у подножия которых находятся небольшие озера. В одном из каров в верховьях р. Первая Шихтолайка каменный глетчер одним своим концом прислоняется к полузасыпанной морене, располагающейся у восточного борта кара. Большую часть морены покрывают обвально-осыпные конуса. Во многих карах моренные образования засыпаны полностью и нигде не обнажаются.

На северном склоне поднятия плейстоценовое оледенение было более масштабным и носило преимущественно дендритовый характер. Ледниковый рельеф здесь отличается более свежими формами и не обособлен от долинных комплексов, как на противоположном склоне.

Реки северного склона значительно полноводнее и в большинстве своем берут начало в карах, зачастую вытекая из ледниковых озер. Их долины – это крупные хорошо выработанные трог, такие как Билютайский (длиной 25 км), Ара-Ошейский (32 км), Шумакский (36 км) и др., оперяющие главный Китайский трог. Последний собирал лед со всего склона Тункинских Гольцов, а так же с южного склона Китайских Гольцов и, согласно В.Н. Олюнину [1], был выработан самым длинным ледником Восточного Саяна в пределах Бурятии.

Так же, как и на южном склоне, нижняя граница каров здесь повышается с востока на запад – от 1600 м до 2200 м, отражая изменения характера увлажнения склонов.

Наши материалы о экспозиции каров Тункинских Гольцов (табл. 1) подтверждают зависимость, установленную Л.Н. Ивановским [7] для Восточного Саяна в целом, расположения каров от розы ветров, которая является зеркальным отражением их распределения, что объясняется решающим влиянием на развитие каров перераспределения снега.

Таблица 1

Экспозиция каров Тункинских Гольцов

Экспозиция каров	С	СВ	СЗ	Ю	ЮВ	ЮЗ	З	В	Всего
Число каров	125	144	45	57	63	46	25	30	534
%	23,3	27,0	8,7	10,4	11,8	8,5	4,8	5,6	100

Тункинско-Китайское среднегорье расположено в верховьях р. Иркут и обрамляет Ильчир-Китайскую нагорную впадину [8], открывающуюся на запад в Окинское плоскогорье с высотами 1900–2000 м. На бортах впадины распространены гольцовые уплощенные поверхности с вложенными в них широкими троговыми долинами. Отдельные гольцы имеют караваеподобный облик. При значительно меньшем, чем в Тункинских Гольцах вертикальном (до 400 м) и горизонтальном расчленении абсолютные высоты среднегорья достигают 2500 м. Все это сильно напоминает ландшафты Окинского плоскогорья.

Выравненные вершины гольцов изъедены многочисленными, но небольшими по протяженности гольцовыми террасами и нивальными нишами и сплошь покрыты каменными россыпями и структурными грунтами. Причем полигоны последних в прибровочных частях склонов часто имеют вытянутую форму, указывающую на активизацию процессов смещения грунтов при увеличении крутизны склонов.

В формировании рельефа этого района существенную роль, бесспорно, играло древнее оледенение. Однако покровным, как указывает В.Н. Олюнин, оно, скорее всего, не было.

Сглаженная вершинная поверхность гор здесь хотя внешне и кажется обработанной ледником, но следов его деятельности на обширных водоразделах не обнаружено, зато широко представлены формы рельефа, свидетельствующие об интенсивной и длительной гольцовой планации, наложенной, по всей видимости, на древнюю поверхность выравнивания. Роль последней в формировании вершинного пояса становится все более заметной ближе к западной части среднегорья, где преобладает пологоволнистый рельеф междуречий.

Хамар-Дабан

Хребет Хамар-Дабан протягивается более чем на 500 км от дельты р. Селенги до оз. Хубсугул, обрамляя с юга Тункинский рифт и Южно-Байкальскую впадину. Максимальной высоты хребет достигает в западной части (гора Байшинт-Ула 2994 м); на восток он плавно понижается, и в Приселенгинской части его высоты приближаются к 1400–1500 м. В отличие от монолитного горста Тункинских Гольцов Хамар-Дабан сложное поднятие. Он состоит из трех сводов: Большой, Восточный и Малый Хамар-Дабаны. Первые два разделены Снежинским глыбовым поднятием (междуречье Снежной и Мишихи) и кулисообразно сопряжены со сводом Малого Хамар-Дабана [9]. Характер вершинного пояса каждой из этих неотектонических структур различен, но в главной мере это относится к наибольшей из них – своду Большого Хамар-Дабана.

Большой Хамар-Дабан. Это поднятие представляет собой западную и наиболее высокую часть хребта. В нем можно выделить четыре геоморфологических района.

Хибин-Дзалу-Урийн-Сарьдигский район располагается восточнее реки Ур-Гол. Это обширное пологонаклонное на юг вулканическое плато с незначительным (200–250 м) вертикальным расчленением. Средние высоты здесь колеблются в пределах 2250–2300 м, а максимальные поднимаются до 2534 м. Для рельефа плато характерны многочисленные столовые горы с широкими и плоскими водораздельными пространствами, часто заболоченными и обработанными интенсивной гольцовой планацией, сформировавшей типичный для этой территории террасированный ландшафт. Совершенно отсутствуют ледниковые формы.

Харагульский район находится в междуречье Ур-Гола и Зун-Мурина. Это наиболее массивный и возвышенный горный узел Хамар-Дабана со средними отметками более 2400 м (максимальная 2994 м). В этом районе вершинная поверхность северного склона хребта, обращенная к Тункинской котловине, несколько отличается от таковой южного склона. Вершинная поверхность южного склона свойственны округлые формы междуречий и отсутствие ледниковых форм. Верхний ярус рельефа северного склона имеет уплощенные очертания. Наиболее возвышенные участки в верховьях рек Уругудей, Харагул, Харибаты, Зун-Мурин и Кырен, согласно Г.А. Постоленко [10], являются древней поверхностью выравнивания. По аэрофотоснимкам здесь хорошо дешифрируются следы активных морозно-солифлюкционных процессов, создавших характерный ребристый микрорельеф солифлюкционных террас. Ниже, на высотах 1600–1800 м на некоторых гребнях боковых отрогов встречаются уплощенные поверхности вулканического генезиса [11]. Их создание связывается с бронирующим влиянием относительно редких здесь базальтовых покровов.

В этом районе древнее оледенение затронуло только самые высокие приводораздельные пространства. Следы ледниковой обработки часты в верховьях рек (рис. 2). Кары распространены спорадически, но все они обладают четкими, свежими формами. Причина этого – их врезанность в довольно плоские междуречья, что, согласно Л.Н. Ивановскому [7, 12], предотвращает кары от быстрого засыпания.

Хангар-Ульский район – мощный горный узел, образованный в месте сочленения Большого Хамар-Дабана с хребтами Хангар-Ульским и Тумусун (максимальные высоты до 2396 м). В тектоническом отношении он является обширным прогибом, заполненным неоген-четвертичными покровами базальтовой лавы и вследствие вовлеченным в интенсивное поднятие [11]. Базальты образуют крупные поля причудливых очертаний, столовые горы и небольшие "шапки" – отпрепарированные денудацией остатки некогда сплошного покрова. Широкое развитие получили в этом районе процессы альтипланации, поэтому в рельефе вершинного пояса сочетаются плоские террасированные поверхности, расчлененные короткими ложками, широкие заболоченные седловины, а также нивационные останцы. Существенный элемент ландшафтов – каменные поля и потоки.

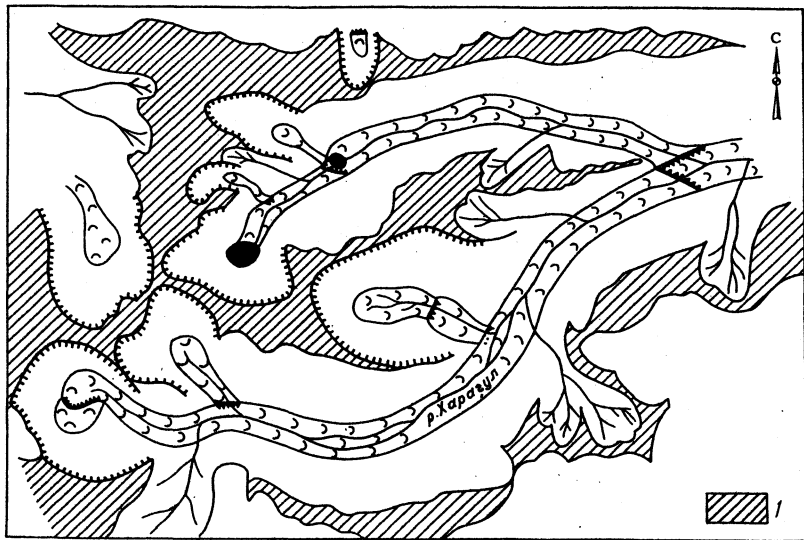


Рис. 2. Геоморфологическая схема вершинного пояса хр. Хамар-Дабан, Харагульский район
1 – древняя поверхность выравнивания.
Остальные условные знаки см. рис. 1

На высоте 1600–1800 м, уже под пологом леса, распространены обширные (до 25 км²) сарамы – плоские приводораздельные поверхности отрогов, окаймляющие рассматриваемый район с севера. М.Е. Медведев считает сарамы реликтами миоцен-нижнеплейстоценовых понижений, осложняющих древнюю поверхность выравнивания [11]. Их образование он связывает с неравномерностью сводового воздымания Хамар-Дабана.

На пологовогнутых поверхностях сарамов обнаружены крупнообломочные аллювиально-делювиальные образования и тонкозернистые озерно-болотные отложения. Вовлеченные в поднятия сарамы в вершинном поясе среднегорья напоминают заболоченные понижения с небольшими мелкими озерами, отделенными от основного склона невысокими водораздельными гривами. Относительные высоты в пределах сарамов превышают 100 м.

Древнее оледенение Хангар-Ульского района было весьма схоже с оледенением Харагульского района: немногочисленные, но обладающие четкими очертаниями ледниковые кары приурочены к наиболее высоким водоразделам северного склона. Однако по сравнению с предыдущим районом, оледенение здесь было несколько лучше развито и следы ледниковой обработки встречаются чаще.

Утулик-Снежинский район расположен между рр. Утулик и Снежная. Для него характерно глубокое и резкое расчленение. Высоты горных вершин достигают 2200–2375 м. Верхний ярус рельефа наиболее высоких междуречий имеет альпийский вид. В верховьях р. Снежной, где преобладают плоские поверхности, согласно В.Н. Олюнину [13, 14] располагалось большое ледниковое поле, от которого во все стороны спускались ледники. Однако до Байкала они не доходили, как впрочем и остальные ледники Хамар-Дабана [15].

Снежинское глыбовое поднятие, расположенное в междуречье Утулика и Снежной, резко отличается от остального Хамар-Дабана и своим морфотектоническим строением и рельефом вершинного пояса; в этом отношении оно гораздо ближе к Тункинским Гольцам, чем к самому Хамар-Дабану. Только наиболее возвышенные участки вершинного пояса Утулик-Снежинского района сопоставимы по рельефу с этим поднятием.

Абсолютные высоты достигают 2316 м (г. Сохор). Горы резко и глубоко расчленены ледниковой эрозией; черты рельефа типично альпийские – с карами, трогами, острыми пиками и гребнями. Из всех районов Хамар-Дабана этот подвергнулся наибольшему оледенению.

Велико значение в морфогенезе Снежинского поднятия лавинной денудации. Согласно С.С. Воскресенскому и Е.С. Трошкиной [16] она достигает здесь максимального развития во всем Хамар-Дабане.

Восточный Хамар-Дабан. Его сглаженные вершины лишь изредка поднимаются выше границы леса, достигая отметки 1606 м (голец Бильчир). Хорошо сохранившиеся остатки древней поверхности выравнивания можно встретить практически на всех водоразделах. В осевой части хребта на поверхности выравнивания иногда встречаются реликтовые гольцовые формы – курумные поля и потоки. Подобные реликты широко распространены по всему Забайкалью. Их образование, по мнению Ю.Г. Симонова [17], следует относить ко времени последнего оледенения, когда граница леса понижалась. Следов оледенения Восточный Хамар-Дабан не несет.

Малый Хамар-Дабан протягивается в субширотном направлении более чем на 200 км, окаймляя с юга все остальные поднятия Хамар-Дабана. Его вершины, сплошь покрытые лесом, достигают 2079 м и имеют типичную для Забайкалья уплощенную форму. Однако доороженная поверхность выравнивания сохранилась только в узкой осевой части хребта [10], а уплощенные междуречья боковых гребней – это реликтовые поверхности гольцовой планиции.

Оледенение Хамар-Дабана в целом было небольшим [2, 18, 16]. Среди главных его особенностей наиболее характерна обратная зависимость размеров оледенения от высоты поднятия (абсолютные высоты хребта увеличиваются с востока на запад, а роль гляциальных процессов в обработке рельефа вершинного пояса увеличивается в обратном направлении). Эта ситуация хорошо иллюстрирует зависимость развития оледенения от условий увлажнения. Северные наветренные склоны Снежинского поднятия и Утулик-Снежинского района Большого Хамар-Дабана наиболее увлажнены (до 1564 мм [9]), и здесь же мы видим следы наибольшего оледенения. Западная часть Хамар-Дабана находится в орографической тени высоких поднятий Восточного Саяна, которые перехватывают значительную долю влаги. Количество осадков здесь повсеместно не превышает 500 мм [20], и оледенение было сравнительно небольшим.

Экспозиция каров, судя по материалам Г.В. Алешина [21], в Хамар-Дабане (табл. 2) еще больше зависит от перераспределения снега, чем в Тункинских Гольцах; увеличивается доля каров юго-восточного и юго-западного румбов и уменьшается северного и северо-восточного. Нижняя граница распространения каров также отражает характер увлажнения склонов: ее высота увеличивается с востока на запад; на северном склоне она изменяется с 1400 до 2200 м, а на южном с 1500 до 2400 м.

Таблица 2

Экспозиция каров Хамар-Дабана

Экспозиция каров	С	СВ	СЗ	Ю	ЮВ	ЮЗ	З	В	Всего
Число каров	24	25	23	15	56	24	13	34	214
%	11,2	11,5	10,3	7,0	27,5	11,2	6,1	15,2	100

Таким образом, черты рельефа верхних ярусов Хамар-Дабана отражают главным образом местные климатические условия. Часть хребта, не попадающая в орографическую зависимость от Тункинских Гольцов, имеет альпийский рельеф вершинного пояса (это не относится к своду Восточного Хамар-Дабана, который не достигал хионосферы из-за своей малой высоты), большая же часть хребта, находится в орографической тени и имеет сглаженные черты верхних ярусов рельефа, обусловленные деятельностью гольцового морфогенеза в условиях резко континентального климата.

На формирование вершинной поверхности хребта большое влияние оказал и кайнозойский вулканизм, определивший характерный столовый рельеф и высокую террасированность склонов значительной части Хамар-Дабана. Последнее – следствие слоистости базальтовых покровов, предрасполагающее к развитию гольцовой альтипланиции.

Заключение

Вершинный пояс гор Юго-Западного Прибайкалья разнообразен по морфологии. В Тункинских Гольцах он имеет альпийский характер, а в хребте Хамар-Дабан – гольцовый (преобладают уплощенные или чуть выпуклые вершины). Исключение представляют краевые участки хребтов, где рельеф вершинного пояса зеркально меняется. На северо-

западе Тункинских Гольцов и в сопряженной с ними части Китайских Гольцов он приобретает сглаженные очертания, тогда как восточная часть Хамар-Дабана характеризуется альпинотипными формами.

Подобная геоморфологическая ситуация (соотношение особенностей строения верхних ярусов рельефа на крыльях Байкальского рифта) в вершинном поясе гор центральной части Юго-Западного Прибайкалья – горного обрамления Тункинской рифтовой долины – свойственна не только этой секции Байкальской рифтовой зоны. В.С. Преображенский [22] описывает принципиально схожие черты в рельефе вершинного пояса гор Кадар-Удоканского района Станового нагорья на противоположном фланге рифтовой зоны, отстоящем от рассматриваемого нами более чем на 1000 км. Аналогично устроен и описанный Г.В. Алешиным [21] вершинный пояс горного обрамления Баргузинского рифта.

По всей видимости, общими чертами морфологии верхние ярусы рельефа обладают и в других секциях рифтовой зоны, поскольку ей присуща высокая степень симметрии [23]. Надо полагать, что очень схож и набор геоморфологических процессов и форм рельефа. Особенно надо учесть, что альпийско-гольцовому рельефу, составляющему основу вершинного пояса Байкальской рифтовой зоны, в целом присуща, согласно Ю.Г. Симонову [17], значительная меридиональная устойчивость, в отличие от рельефа вершинного пояса низкогорий. Последний, как правило, чувствителен к изменению ландшафтно-климатических условий.

В рифтовой зоне такой устойчивости рельефа вершинного пояса высоких и средних гор способствует еще и то, что система ее поднятий, простираясь более чем на 1500 км, ориентирована перпендикулярно основному направлению движения влагонесущих воздушных масс, что оказывает решающее влияние на распределение осадков в любой из ее секций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Олюнин В.Н. Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. М.: Наука, 1965. 128 с.
2. Обручев С.В. Орография и геоморфология Восточного Саяна // Изв. ВГО. 1946. Т. 78. Вып. 5–6. 235 с.
3. Тронов М.В. Факторы оледенения и развития ледников. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1972. 235 с.
4. Флоренсов Н.А. История геологического развития // Геология СССР. Бурятская АССР. М.: Недра, 1964. Т. 35. Ч. 1. С. 581–592.
5. Борисов А.А. Климаты СССР в прошлом, настоящем и будущем. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. 432 с.
6. Ивановский Л.Н. Разрушение рельефа древних поверхностей выравнивания морозно-солифлюкционными процессами на Алтае // Поверхности выравнивания. Иркутск: Геоморфол. комиссия АН СССР, 1970. Вып. 1. С. 38–40.
7. Ивановский Л.Н. Оледенение гор и рельеф // Проблемы экзогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976. Кн. 1. С. 90–188.
8. Забелин И.М. О характере последнего оледенения в верховьях рек Иркутка и Китоа // Вест. МГУ. Сер. физ.-мат. и естеств. наук. 1950. № 12. Вып. 8. С. 155–166.
9. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992. 216 с.
10. Атлас Забайкалья (Бурятская АССР и Читинская обл.). Москва – Иркутск: ГУГК, 1967. 168 с.
11. Киселев А.И., Меоведев М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. 198 с.
12. Ивановский Л.Н. Гляциальная геоморфология гор. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. 174 с.
13. Олюнин В.Н. Основные особенности геоморфологического строения Хамар-Дабана и южного побережья Байкала // Записки Забайкальского отд. Географ. о-ва СССР. Чита, 1963. Вып. 22. С. 58–70.
14. Олюнин В.Н. Древнее оледенение Хамар-Дабана // География и геоморфология Азии. М.: Наука, 1969. 127 с.
15. Ивановский Л.Н. Значение палеогеографического метода для оценки селевой опасности долин северного склона хребта Хамар-Дабан // Закономерности и прогнозирование природных явлений. М.: Наука, 1980. С. 95–105.
16. Воскресенский С.С., Трошкина Н.С. Геоморфология и лавины хребта Хамар-Дабан // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1971. № 4. С. 100–105.
17. Симонов Ю.Г. Морфолитогенез в вершинном поясе гор // Вопросы морфолитогенеза в вершинном поясе горных стран. Чита: Изд-во Забайкальского филиала ГО СССР, 1968. С. 3–12.
18. Павловский Е.В. О четвертичном отделении Южного Прибайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 156–160.
19. Климат и растительность Южного Прибайкалья / Под ред. Н.П. Ладейщикова. Новосибирск: Наука.

- Сиб. отд-ние, 1979. 150 с.
20. Климатические ресурсы Байкала и его бассейна / Под ред. Н.П. Ладейщикова. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. 318 с.
21. *Алешин Г.В.* Альпийско-гольцовый морфогенез в Прибайкалье. Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. Новосибирск: ИГиГ, 1991. 19 с.
22. *Преображенский В.С.* Альпийские и гольцовые явления в природе хребтов Станового нагорья (Кодар и Удокан) // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1959. № 4. С. 67–72.
23. *Уфимцев Г.Ф.* Горные пояса континентов и симметрия рельефа Земли. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. 168 с.

Институт земной коры СО РАН,
Иркутск

Поступила в редакцию
13.05.97

APICAL BELT OF THE MOUNTAINS IN THE SOUTHWESTERN NEAR-BAIKAL REGION

A.A. SCHETNIKOV

S u m m a r y

Geomorphology of the apical belt of mountains in the southwestern Near-Baikal region is considered. Regularities of its formation are shown up in a connection with oroclimatic features of the region. An attempt to extrapolate the peculiarities of upper layer of mountain relief to the other sections of the Baikal rift zone has been made.