

5. Pekala K. Contemporary morphogenetic processes in the Sant valley.— Bull. Acad. polon. sci. Ser. sci. terre, 1975, v. 23, № 3—4, p. 221.
6. Горелов С. К. Развитие процессов поверхностного смыва и линейной эрозии в Центральном Копетдаге.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1974, № 4, с. 90.

Институт географии АН СССР

Поступила в редакцию
6.III.1980

SHEET WASH RATE ESTIMATION BY MEASUREMENTS OF EXHUMED ROOTS OF PLANTS

PERESLEGINA R. E.

Summary

Sheet wash rate as well as deluvial aggradation are determined using measurements of exposed parts of plants' roots. The technique seems promising as a field one which allows to define average rate of the sheet wash. It has certain advantages over other field techniques as it does not require long stationary observations.

551.4.07 : 551.435.42(571.54)

ТУЛОХОНОВ А. К., БУДАЕВ Р. Ц.

ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ЭКЗАРАЦИОННЫХ ЯВЛЕНИЙ В ЛЕДНИКОВОМ РЕЛЬЕФЕ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

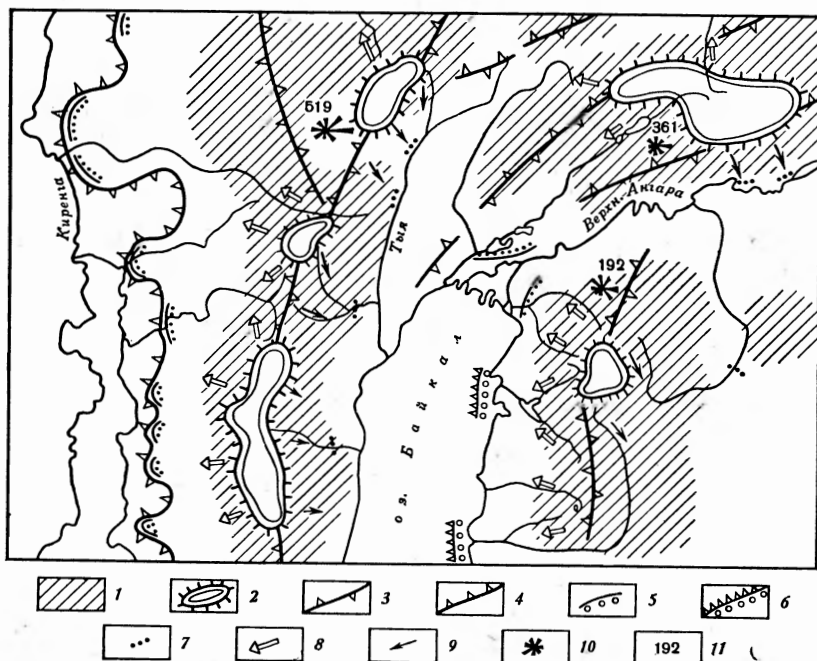
Одним из центров плейстоценового оледенения Южной Сибири являются горные хребты Северного Прибайкалья. В работах Н. В. Думитрашко [1], В. В. Заморуева [2], А. А. Кульчицкого [3], А. Г. Золотарева [4] и других исследователей излагаются разнообразные материалы по истории и условиям формирования ледниковых форм рельефа. Между тем в связи с хозяйственным освоением этой территории, прилегающей к Байкало-Амурской магистрали, возникает необходимость изучения и зоны деструкции древних ледников. Судя по сохранившимся реликтам древних гляциальных форм рельефа, оледенение в этом районе носило горно-долинный характер с отчетливо выраженной экзарационной и аккумулятивно-ледниковой морфоскульптурой (рисунок).

Эволюция оледенения, ярусность каров и наложение трогов. Область экзарационной деятельности плейстоценовых ледников приурочена к вершинному поясу гор, превышающему здесь отметки 1400 м. Именно с этого уровня отмечаются самые нижние разрушенные кары, которые сменяются выше ледниковыми цирками, типичными карами, трогами различных очертаний. Самый верхний орографический пояс представлен цепью остроконечных альпинотипных вершин типа карлингов. В других случаях вершинная поверхность гор может иметь слабовсхолмленный рельеф, резко обрывающийся крутым уступом в троговые долины. Такое пестрое геоморфологическое строение и отсутствие хронологически датированных отложений не дает возможности достаточно отчетливо выявить условия формирования и место экзарационной морфоскульптуры в истории кайнозойского морфогенеза.

Современная высота горных хребтов Северного Прибайкалья достигает 2500—2600 м, что несколько ниже теоретического уровня, на котором могут существовать ледники. По расчетам Г. К. Тушинского [5], высота климатической снеговой линии, или «уровня 365», для Станового нагорья (хребет Кодар) равна 3300 м. Таким образом, нижняя граница

хионосферы расположена на 700 м выше максимальных отметок горных вершин этого района. Однако, по последним данным исследователей Иркутского научного центра, небольшие ледники обнаружены в Байкальском и Баргузинском хребтах на высотах немногим более 2000 м. Эти ледники наряду с многолетними снежниками обязаны своим происхождением орографическому фактору перераспределения и сохранения снежного материала. При этом наибольшее количество влаги задерживается Байкальским и Баргузинским хребтами — главными орографическими барьерами на пути преобладающих западных ветров.

Основные центры древнего оледенения в горах Северного Прибайкалья располагались в осевой зоне Байкальского и Баргузинского хреб-



Палеогеоморфологическая схема развития ледникового рельефа Северного Прибайкалья
1 — районы развития горно-долинного оледенения; 2 — центры оледенений и распространения эквипленов; 3 — линии главных водоразделов; 4 — граница максимального оледенения (по А. А. Кульчицкому [3]); 5 — конечно-моренные гряды; 6 — подводные морены; 7 — стадийные морены; направление движения ледников: 8 — наветренного склона; 9 — подветренного склона; 10 — роза ориентировки каров; 11 — общее количество каров по основным морфоструктурам

тов. Об этом свидетельствуют разнообразные формы ледникового рельефа в зоне экзарации и мощные моренные отложения в речных долинах и у подножия хребтов. Среди них в качестве наиболее характерных и распространенных форм экзарационной морфоскульптуры можно выделить различные по размерам и степени сохранности каровые ниши.

Как известно, во многих горных странах кары концентрируются вблизи определенных гипсометрических уровней — каровых ярусов, которые с некоторой долей условности можно принимать за среднюю высоту снеговой линии во время оледенения [6, 7]. В то же время в литературе нет определенного мнения о том, в прогрессивную или регрессивную фазу оледенения они формируются. Отсюда трудно судить о возрасте и последовательности развития разновысотных каров только по морфологическим признакам.

Нами было проанализировано гипсометрическое распределение каров и каровых озер в горах Северного Прибайкалья, севернее линии мыс Котельниковский — губа Топунда. На графике выражено несколько отчетливых пиков с максимумами на уровне 1800 м и ниже, на основании которых многие исследователи [8—10] делают важные геоморфологические выводы. Однако, на наш взгляд, интерпретация этих кривых в па-

леогеографических целях может быть корректна только при условии сопряженного анализа с процессами ледниковой аккумуляции.

По результатам геоморфологического картирования моренных гряд и разделяющих их флювиогляциальных отложений можно предполагать, что плейстоценовые ледники Северного Прибайкалья испытали не менее чем трехкратную активизацию своей аккумулятивной деятельности. При этом возраст наиболее раннего и максимального по масштабам оледенения параллелизуется с самаровской эпохой Западной Сибири [3]. Более поздние ледниковые отложения наиболее реально сопоставлять с зырянским и сартанским временем [11, 12]. Такая стратификация ледниковых отложений дает реальную основу и для интерпретации особенностей гипсометрического положения каров в палеогеоморфологических целях. С этой точки зрения кары, расположенные на отметках ниже 1550 м, могут соответствовать эпохе максимального оледенения. Отличительной особенностью каров нижнего яруса является удлинённая ложбинообразная форма, разрушенность стенок и многочисленные озера в их днищах. В результате длительной экзогенной переработки многие древние кары выположены и представлены в рельефе только озерными ваннами. Поэтому число каровых озер на нижнем пике графика превышает количество морфологически выраженных каров. По отношению к водораздельной линии главных хребтов основная масса озер располагается на наветренных западных склонах и концентрируется изолированными участками вблизи центров древнего оледенения (Дельбичинда — Окунайское междуречье, верховья р. Томпуда).

Наибольшее количество каров расположено в интервале высот 1600—1850 м. Они характеризуются всеми морфологическими признаками классических каров, находящихся в зрелой фазе развития, с крутыми тыловыми стенками и скалистым ригелем, что резко отличает их от разрушенных каров нижнего яруса.

По классификации Л. Н. Ивановского [13], многие кары этого уровня завершают свое развитие образованием сквозного прохода и перевальной седловины на противоположную сторону водораздела. В отличие от нижнего яруса каровые озера здесь в процентном отношении развиты меньше, но играют определяющую роль в балансе речного стока.

Априори предполагая, что вторая эпоха оледенения имела несколько осцилляций, развивавшихся на фоне прогрессивной аридизации климата и последовательного повышения уровня хионосферы, можно сделать вывод о некоторой стабилизации процессов карообразования на уровне 1800 м. Масштабы этого оледенения, судя по четкости форм и небольшим размерам каров, изолированности древних ледников, уступали ледникам самаровского времени. Поэтому наиболее вероятными аналогами аккумулятивного рельефа, коррелятного зырянскому оледенению, следует считать моренные валы типа «сухих» дельт в составе предгорного шлейфа у западных склонов Байкальского и Баргузинского хребтов. Наиболее характерные формы стратиграфического контакта двух разновозрастных морен можно наблюдать в губе Фролиха, в нижнем течении правых притоков р. Киренги, где эти древние аккумулятивные формы расчленены сетью речных долин, образующих выше места пересечения заболоченные расширения.

Кары верхнего яруса, располагающиеся вблизи отметки 2000 м, в наименьшей степени нарушены вторичными экзогенными процессами. Однако в отличие от более ранних форм ледникового рельефа процессы донной экзарации в этих карах не получили достаточного развития и ригели не выражены столь отчетливо. По этой же причине здесь резко сокращается количество каровых озер. Совокупность геоморфологических данных позволяет отнести к последней стадии оледенения небольшие каровые морены и моренные гряды, лежащие в верхнем течении главных ледниковых долин. На территории Сибири возраст последнего оледенения большинством исследователей принимается как сартанский [11].

Завершает гипсографическую кривую распределения каров небольшой максимум на уровне свыше 2100 м. По нашему мнению, к этому

уровню приурочены кары нивального происхождения. Их возникновение связано с процессами нивационного разъедания снежных масс, концентрирующихся при метелевом распределении в вершинном поясе горных стран. Для нивальных каров характерны сравнительно небольшие размеры и отсутствие центрального переуглубления. Поэтому в нивальных карях практически нет озер.

Для изучения истории развития гляциального рельефа весьма важен анализ морфологии троговых долин, среди которых выделяются два различных морфологических типа. Долины первого типа, судя по худшей сохранности, более древние, имеют сравнительно широкое выположенное корытообразное днище с незначительными перегибами продольного профиля. Они, как правило, вмещают многочисленные ледниковые озера или дренируются крупными водотоками, и в их устьях, открытых к западу, развиты обширные моренные поля.

На Тья-Окунайском междуречье, в верховьях Лево́й Намамы и в ряде других мест Баргузинского хребта на эти древние троговые долины наложены трогии более поздней генерации, которые имеют другую ориентировку и более глубокий врез. Эти долины характеризуются слабой разработанностью и резкими перегибами продольного профиля. Несоответствие плановых контуров троговых долин можно объяснить только их разновозрастностью. Вероятнее всего предположить, что после первого максимального оледенения произошла некоторая перестройка гидросети и эпигенетический врез новых долин. Результатом такой перестройки и явилась новая ориентировка ледников зырянского времени. При унаследованном развитии ледников на склонах крупных долин наблюдаются плечи трогов, а в их устьях выделены две прислоненные разновозрастные морены.

Третье оледенение не сказалось существенно на форме троговых долин, а его экзарационная работа выражена только в их верховьях.

Такие палеогеоморфологические реконструкции имеют, конечно, вероятностный характер. Однако соответствие предлагаемой интерпретации высотного положения и морфологии трогов эволюции палеоклиматов антропогена Сибири позволяет рассматривать процессы ледниковой экзарации и аккумуляции в единой связи с изменением общих палеогеографических условий оледенения. Такой подход не отрицает возможности относительных временных смещений активности гляциального морфогенеза, обусловленных локальными причинами или запаздыванием реакции ледника на изменения климата.

Оценивая роль неотектонического фактора рельефообразования, следует отметить, что гипсометрическое положение каровых ярусов почти не зависит от морфоструктурной позиции: они сохраняют сходные высоты в региональном масштабе. Отсюда можно сделать вывод о сравнительно небольшом размахе синхронных вертикальных движений, укладываемых в интервал климатических колебаний нижней границы хионософормы (первые сотни метров).

Асимметрия ледникового рельефа. Не меньший интерес представляет изучение особенностей пространственного размещения форм ледникового рельефа. Как известно, условия формирования и существования ледников в решающей степени определяются климатическими факторами. Для многих районов развития плейстоценового оледенения такая связь выражается в асимметрии ледниковой морфоструктуры по отношению к основным элементам орографического строения [6, 13, 14]. Наиболее ярко асимметрия ледникового рельефа проявляется в горных системах меридионального простирания, ориентированных перпендикулярно направлению основного атмосферного влагопереноса.

В горах Северного Прибайкалья можно выделить противоположную асимметрию экзарационных и аккумулятивных форм ледникового рельефа. Асимметрия первого типа выражается в том, что кары своими устьями ориентированы преимущественно на север и северо-восток. Такая особенность геоморфологического строения объясняется не только замедленным таянием снега на теневых склонах гор, но и направлением

Хребет	Ориентировка								Всего
	С	С—В	В	Ю—В	Ю	Ю—З	З	С—З	
Байкальский	54	115	131	59	31	32	56	41	519
Верхнеангарский	31	55	57	52	24	39	18	25	301
Баргузинский	34	29	41	31	7	7	16	27	192
Северо-Муйский	42	28	20	20	14	9	11	28	172
	161	227	249	162	76	87	101	121	1184

преобладающих ветров, которые, сдувая снег с наветренных склонов, концентрируют его в нишах и углублениях противоположных склонов (см. таблицу). При этом установлено, что формирование наиболее древних каров нижнего яруса в меньшей степени зависит от климатических и орографических факторов по сравнению с их более поздними морфологическими аналогами [6, 15].

Как мы отмечали ранее, в глубоких карах, располагающихся на отметках свыше 2000 м, существуют условия для сохранения многолетних снежников и реликтовых ледников. Такие кары всегда расположены с подветренной стороны хребтов и ориентированы так, что лучи солнца не попадают в их днище даже летом.

В области ледниковой аккумуляции площадь, занимаемая мореными и флювиогляциальными отложениями на западных и восточных склонах хребтов, также резко асимметрична. Со склонов Байкальского хребта, обращенных в сторону Сибирской платформы, ледники спустились к подножию и растекались здесь в пределах Предбайкальской впадины. Мощность ледников в долинах рек Кунермы, Окунайки, Умбеллы, судя по остаткам боковых морен, достигала 250—300 м. Конечные морены максимального оледенения, по А. А. Кульчицкому [3], развиты в Предбайкальской впадине в 30—40 км западнее разломного края Байкальского хребта, достигая долины Киренги. На противоположной, восточной стороне хребта, обращенной к Байкалу, длина древних ледников не превышала 15—20 км, и они, за редким исключением, даже не достигали берегов озера. Морены здесь обычно располагаются в долинах или при их выходе из гор. Соответственно намного меньше и мощности ледниковых отложений. Подобную асимметрию имеют ледниковые формы рельефа и отложения на противоположных склонах Баргузинского и Верхнеангарского хребтов. Морены раннеплейстоценовых ледников, спускавшихся с западных склонов Баргузинского хребта, обнаружены под водами Байкала на глубинах до 200 м и слагают 40—60-метровые уступы мысов в губах Фролиха, Аяя и других байкальских бухтах [16]. Оледенение восточных склонов было намного меньше по масштабам, причем ледники спускались во впадины только по крупным долинам.

Основной причиной пространственной асимметрии антропогенных ледников, как и в первом случае, является преобладающее направление атмосферного влагопереноса с запада на восток, благоприятствовавшее накоплению снега на западных наветренных склонах горных хребтов. Рассмотренные случаи асимметрии противоположны по своему знаку, несмотря на то что причины, их вызвавшие, одинаковы. Это обстоятельство объясняется колебаниями уровня снеговой границы. Ее низкое положение в эпоху максимального оледенения определяло концентрацию влаги и преобладающее развитие ледников на западных склонах гор. На противоположных склонах с дефицитом влажности оледенение носило эмбриональный характер. С аридизацией климата и повышением нижней границы хionoсферы к концу плейстоцена начинают доминировать орографические факторы перераспределения влаги, и поэтому накопление снега и ледниковая экзарация происходят в основном в ветровой тени — на восточных склонах хребтов.

При этом основная часть влаги по-прежнему задерживалась передовыми высокогорными хребтами, и далее на восток проникали уже более иссушенные воздушные массы, которые не могли в решающей степени влиять на масштабы оледенения. Именно поэтому в Северо- и Южно-Муйском хребтах оледенение и его асимметрия выражены слабее, чем в зоне Байкала. Таким образом, можно утверждать, что близкая к современной циркуляция воздушных масс уже имела место к началу плейстоцена.

Поверхности ледниковой экзарации (эквиплены). В рельефе многих горных стран, подвергавшихся плейстоценовому оледенению, существуют выровненные поверхности, происхождение которых ряд исследователей связывают с процессами расширения каров и «сбрасывания» ими в результате последовательного отступления горных вершин [17—19]; другие авторы отрицают такую рельефообразующую роль развития каров или считают ее не столь значительной [6, 13, 20, 21]. В связи с такой постановкой вопроса определенный интерес представляет изучение подобного рельефа в малоисследованных районах плейстоценового оледенения.

По морфологии это низкие слабовсхолмленные поверхности на водораздельных седловинах главных хребтов Северного Прибайкалья. Их абс. отметки не превышают 1400—1600 м. Один из таких геоморфологических ландшафтов расположен на водоразделе рек Окунайки (бассейн Лены) и Гоуджекита (бассейн Байкала). Здесь на широкой и относительно выровненной поверхности, заключенной между двумя отрогами Байкальского хребта, наблюдаются многочисленные каровые озера, разбросанные между невысокими останцовыми массивами выпуклой формы. Рыхлый покров почти повсеместно сорван; лишь в небольших западинах встречаются редкие деревья. На аэрофотоснимках отчетливо просматриваются субрадиально ориентированные вниз по склону рвы выпавивания. Форма ледниковых озер самая различная, площадь водного зеркала самых крупных из них не превышает 1,0—1,5 км². Несмотря на общую выровненность рельефа, стенки озерных ванн сохраняют свою крутизну.

В эту поверхность врезаны долины р. Окунайки и ее притоков. Глубина вреза достигает 600 м. Форма речной долины V-образная, с крутыми нетеррасированными бортами и четко выраженным перегибом поперечного профиля склон — днище. Такие долины, образовавшиеся в послеледниковую эпоху, характерны для многих центров горного оледенения Северного Прибайкалья.

Геоморфологический анализ подобных поверхностей выравнивания убедительно свидетельствует о том, что их рельеф сформировался при ведущей роли процессов ледниковой деструкции. Этот вывод обосновывается прежде всего тем обстоятельством, что эквиплены пространственно совпадают с центрами древнего оледенения Северного Прибайкалья. Палеогеоморфологические построения показывают, что именно в этих районах ледниковый покров достигал максимальной мощности и отсюда растекался в близлежащие речные бассейны (рисунок).

Ледниковые центры несколько смещены от осевой линии водоразделов к восточным склонам хребтов, где существовали оптимальные условия для формирования ледников и развития процессов экзарации и карообразования. В начальной стадии оледенения преобладали каровые ледники, которые в процессе своего развития и создали первые относительно выровненные геоморфологические уровни. Однако с понижением снеговой границы и ростом ледников наряду с выравниванием «сбоку» все более увеличивается роль гляциальной деструкции «сверху» [19]. В регрессивную стадию оледенения большую роль в денудации остаточного рельефа сыграли процессы, связанные с таянием ледников, мерзлотные и нивальные факторы морфогенеза. Этим объясняется существование большого числа реликтовых ледниковых озер (системы Яныр — Амут, Урел — Амут), останцовых скал, покрытых в основании чехлом

крупноглыбового материала.

В современном рельефе эквиплены обрамляются горными вершинами с относительными превышениями до 600—700 м. Поэтому трудно предположить неледниковое происхождение этих уровней. Учитывая нестабильность новейшего тектонического режима района, можно допустить некоторое опускание днища ледоемов за счет массы накопленного льда. Однако вряд ли это могло существенно сказаться на условиях рельефообразования. Таким образом, совокупность имеющихся данных свидетельствует о формировании выровненного рельефа в центрах древнего оледенения Северного Прибайкалья при ведущей роли процессов ледниковой деструкции (эквипланации). О ледниковом происхождении рассматриваемых элементов рельефа свидетельствует их четкая приуроченность к районам развития четвертичного оледенения и отсутствие за его пределами, а также более молодой возраст по сравнению с региональной поверхностью выравнивания.

Следует отметить, что кроме эквипленов в рельефе Северного Прибайкалья выделяются и реликты доледниковой поверхности выравнивания высотой до 2,0—2,2 км. Такие поверхности небольшими участками картируются в вершинном поясе гор в истоках р. Лево́й Ма́мы, на Рель-Тыйском междуречье, в верховьях р. Томпуда. В эту поверхность вреза́ны многочисленные кары верхнего яруса, четко фиксирующие их границы.

Таким образом, в современном рельефе рассматриваемого региона отчетливо выделяются две разновозрастные поверхности выравнивания. Верхняя, более древняя имеет доледниковый возраст, и, судя по характеру деформаций, ее формирование закончилось до начала новейшей тектонической активизации (до плиоцена). По данным А. Г. Золотарева [4], эта поверхность выравнивания сопоставима с миоцен-раннеплиоценовой равниной юга Среднесибирского плоскогорья. Ее сохранность определяется интенсивностью экзарационных явлений и во многих случаях бывшие плоские поверхности отдельных высоких вершин превращены в карлинги. При длительной деструкции на их месте образуются более молодые экзарационные поверхности выравнивания — эквиплены, которые имеют близкие гипсометрические отметки, соответствующие высоте нижней границы древней хионосферы.

Подытоживая изложенный материал, еще раз отметим, что изучение экзарационных явлений не должно сводиться только к констатации определенных форм ледникового рельефа, а прежде всего предполагает исследование его динамики во времени и пространстве, в тесной связи с общей геоморфологической ситуацией территории. Такой подход существенно расширяет возможности палеогеоморфологических реконструкций, что особенно важно при решении прикладных геоморфологических задач в таких труднодоступных и слабоизученных районах, как Северное Прибайкалье.

ЛИТЕРАТУРА

1. Думитрашко Н. В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области.— Тр. Ин-та геогр. АН СССР, 1952, вып. 55, 191 с.
2. Заморев В. В. Некоторые вопросы палеогляциологии Забайкалья в эпоху поздне-четвертичного оледенения.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 6, с. 76.
3. Кульчицкий А. А. Отложения и палеогеография эпохи максимального оледенения Предбайкальской впадины.— Геол. и геофиз., 1973, № 9, с. 78.
4. Золотарев А. Г. Рельеф и новейшая структура Байкало-Патомского нагорья. Новосибирск: Наука, 1974, 120 с.
5. Тушинский Г. К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза, М.: Географгиз, 1963, 311 с.
6. Ивановский Л. Н. Оледенение гор и рельеф.— В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования. Т. 1. М.: Наука, 1976, с. 90.
7. Тронов М. В., Лупина Н. Х. Основы учения о снеговой границе и хионосфере. Л.: Наука, 1977. 168 с.
8. Зейлик Б. С. Проявление неотектоники в ряде районов Центральной Камчатки.— Сов. геология, 1961, № 11, с. 51.

9. Русанов Б. С., Бороденкова З. Ф., Гончаров В. Ф., Гриненко О. В., Лазарев П. А. Геоморфология Восточной Якутии. Якутск: Якутскнигоиздат, 1967. 376 с.
10. Максимов Е. В. Проблемы оледенения Земли и ритмы в природе. Л.: Наука, 1972. 296 с.
11. Равский Э. И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 336 с.
12. Базаров Д. Б., Тулохонов А. К. Геоморфологическое строение и неотектоника северного Байкала.— В кн.: История озер в СССР. Материалы к V Всесоюзному симпозиуму. Ч. 2. Иркутск, 1979, с. 82.
13. Ивановский Л. Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. М.: Наука, 1967. 263 с.
14. Гросвальд М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965. 166 с.
15. Лопатин Д. В. Типы рельефа Чарской впадины.— В кн.: Региональная геоморфология Сибири и Дальнего Востока. Л.: Наука, 1969, с. 157.
16. Лут Б. Ф. Геоморфология дна Байкала.— В кн.: Геоморфология дна Байкала и его берегов. М.: Наука, 1964, с. 5.
17. Минина Е. А. Эквиплены Южного Алтая.— Изв. Всес. геогр. о-ва, 1973, т. 105, с. 262.
18. Усов М. А. Элементы геоморфологии рыхлых отложений. Томск: Изд-во Зап.-Сиб. геол.-гидрогеодез. треста, 1934. 87 с.
19. Шукин И. С. К вопросу о древних поверхностях денудации в горных странах.— Землеведение. Нов. серия, 1948, т. 42, с. 128.
20. Воскресенский С. С. Геоморфология Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1962. 312 с.
21. Спиридонов А. И. Проблемы поверхностей выравнивания в СССР. Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1961, вып. 2, с. 63.

Геологический институт
Бурятского филиала СО АН СССР

Поступила в редакцию
14.IX.1981

PALEOGEOMORPHOLOGICAL INTERPRETATION OF GLACIAL EROSION IN GLACIAL RELIEF OF NORTH BAIKAL REGION

TULOKHONOV A. K., BUDAYEV R. Ts.

Summary

Regularities in topographic steps position are discussed in connection with Pleistocene glacial history as well as the steps' reworking by postglacial processes. Special attention is paid to glacial cirques orientation with regard to ridges axes, distinct asymmetry in their position being noted. Morphology and history of development of equiplains (surfaces due to glacial erosion) are also discussed.

551.4 : 551.24

ФЕРЕНС-СОРОЦКИЙ А. А.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА ОСТРОВА КОЛГУЕВ

Первое геологическое описание прибрежных частей о. Колгуев произведено в 1826 г. Пахтусовым и Бережных. Дальнейшее его изучение проводилось Х. В. Филдингом, И. М. Ивановым, И. А. Сопиным, Н. А. Солнцевым, В. Рамсеем, группой И. А. Шульги.

Наиболее полные данные по геологии и геоморфологии о. Колгуев приведены Ю. А. Рудовицем [1], который в его пределах выделял древнюю «морскую морену», осадки бореальной (казанцевской) и беломорской (каргинской) трансгрессий и верхнюю морену с сопутствующими ей послеледниковыми осадками. В 1964 г. остров посещали И. И. Краснов и М. А. Спиридонов. По их устному сообщению, в пределах острова развита типичная «морская морена». Позднее (1965—1974 гг.) сотрудниками ВНИГРИ [2—5] по геологическим обнажениям, скважинам шнекового бурения и материалам двух глубоких скважин (140-К, 141-К) были