

Опубликовано: Сазыкин А.М. Четвертичное оледенение хребта Дуссе-Алинь // Труды ГПЗ «Буреинский». Хабаровск: Дальневосточное изд-во. 2012. Вып. 5. С. 30-43.

Четвертичное оледенение хребта Дуссе-Алинь

А.М.Сазыкин

Дальневосточный федеральный университет, Владивосток, sazykin@meteo.dvgu.ru

В системе хребтов Буреинского нагорья Дуссе-Алинь не отличается значительными высотами и массивностью. Однако он характеризуется широким распространением ледниковых форм рельефа, альпинотипностью многих районов. Особенно выделяется район в верховьях рек Курайгагна, Корбохон и Водопадная. Здесь вопреки относительно скромным абсолютным высотам (до 2077 м) широко распространены карлинги, гребневидные водоразделы, ледниковые цирки, трог, каровые и морено-подпрудные озера, водопады ледникового происхождения. Данный район стал визитной карточкой хребта Буреинского заповедника, попал в лидеры «Семи чудес света» Хабаровского края, позиционируется турфирмами как «Сказка Дуссе-Алиня» (Шабаев и др., 2010). Уникальность территории в значительной степени определена особенностями позднечетвертичного гляциального морфогенеза.

История изучения древнего оледенения юга Дальнего Востока

А.И.Воейков (1881) допускал возможность существования ледников в условиях муссонного климата Восточной Азии. В.А.Обручев (1951) предположил, что "близость к Тихому океану и области муссонов, вероятно препятствовали развитию значительного оледенения, но существование отдельных ледников на высоких горах можно предполагать" (Обручев, 1951, с.121). К настоящему времени в муссонной области выявлен всего один микроскопический ледник на вершине горы Байтоушань (Пектусан), имеющей высоты около 3000 м (Денисов, 1965). Ближайшая территория со значительным оледенением располагается в континентальных климатических условиях (хр. Кодар).

Первые сведения о древнеледниковых отложениях и формах рельефа были получены в 30-е годы XX в. по бассейнам рек Амгунь (Круглов, 1934, Кушев, 1934) и Зея (Усова, 1931, Флеров, 1938). Сводку о распространении ледниковых форм рельефа в горах юга Дальнего Востока впервые дал Н.П.Саврасов (1949). Он предположил наличие в регионе двух позднечетвертичных оледенений, имеющих каровый и горно-долинный характер.

В 50-е гг. XX в. изучением ледникового рельефа и отложений занимался Ю.Ф.Чемяков. Под влиянием сложившейся к этому времени хронологии оледенений на территории Восточной Европы и Западной Сибири он выделил 4 гляциальных периода: кыранское, алданское (или ям-алиньское), муниканское и селитканское оледенения.

Раннечетвертичное (кыранское) оледенение выделено Ю.Ф.Чемяковым (1959а) на основании изучения мореноподобных отложений в устье р.Кыран (хр. Прибрежный). Возраст определен условно по очень сильной выветрелости валунно-галечного материала. Моренный генезис данных отложений позднее был опровергнут рядом исследователей (Бредихин и др., 1986; Куликов и др., 1987). Среднечетвертичное алданское (ям-алинское) оледенение по Ю.Ф.Чемякову (1959б) было максимальным горно-долинным, близким к типу ледников подножий. Оно выделено на основании находки валунно-галечной морены на водоразделе выше следов более поздних муниканского и селитканского оледенений. Однако В.К.Шевченко (1965), А.М.Короткий (1968) и другие исследователи высказали сомнения по поводу обоснованности выделения данного оледенения. Наличие двух верхнечетвертичных оледенений практически у всех исследователей не вызывает сомнения.

Много внимания проблеме четвертичного оледенения на юге Дальнего Востока уделяла В.В.Никольская (1972), по мнению которой данная территория подвергалась двум оледенениям средне- и верхнечетвертичного возраста. Первое оледенение имело горно-долинный, местами покровный характер, второе - преимущественно каровый.

И до настоящего времени остаются дискуссионными многие вопросы четвертичного оледенения юга Дальнего Востока. Это объясняется малой изученностью и труднодоступностью районов горного оледенения, бедностью органических остатков в ледниковых и сопутствующих отложениях, разрушением гляциальных форм рельефа современными геоморфологическими процессами, протекающими очень интенсивно в субгумидном климате.

Проблема четвертичного оледенения юга Дальнего Востока имеет три основных аспекта: а) количество ледниковых эпох или стадий, б) их возраст, в) характер и масштаб оледенений.

В целом на проблему количества ледниковых эпох существуют следующие точки зрения:

1. Существовало 4 самостоятельных оледенения (Чемяков, 1959). Г.С.Ананьев и др. (1984) выделяют в Северном Приохотье до 5-6 оледенений.

2. Было три оледенения или два, но с двумя стадиями в верхнечетвертичный период (Готванский, 1960, 1969; Соловьев, 1961; Ликутков, 1983; Соловьев, Ганешин, 1971).

3. Существовало два оледенения средне- и верхнечетвертичного возраста (Никольская, 1972, Баранова, Биске, 1964). Отметим, что при выполнении геологосъемочных работ авторы геологических карт придерживались в основном данной точки зрения.

4. Было два оледенения (или одно с двумя стадиями) в верхнечетвертичный период (Саврасов, 1949, Ганешин, 1959, Короткий, 1968, Денисов, 1968, Готванский,

Махинов, 1983, Сазыкин, 1985, 1992, Ивашинников, Сазыкин, 1987). Некоторые исследователи допускают существование среднечетвертичного оледенения, но из-за отсутствия убедительных доказательств не выделяют его (Анисимов, 1958, Шевченко, 1965 и др.).

Весьма противоречивы сведения и о масштабах оледенения юга Дальнего Востока. Некоторые исследователи придерживаются мнения о широком распространении четвертичных ледников не только в горных, но и предгорных и даже равнинных районах (Баженов, 1954; Никольская, Щербаков, 1956; Никольская, Чичагов, 1962; Никольская, 1972; Колбин, 1960; Денисов, 1965; Соловьев, 1961; Чемяков, 1972). Критика таких взглядов имеется в работах В.В.Заморуева и И.И.Сей (1963), В.Г.Лебедева (1968), В.К.Шевченко (1965), А.М.Короткого (1968, 1976, 1984), Ю.К.Ивашинникова, А.М.Сазыкина (1987, 1992а). Кроме того, в многочисленных региональных работах следы карового и горно-долинного оледенения описаны только в привершинном поясе горных систем юга Дальнего Востока (Саврасов, 1949; Варфоломеева, 1957; Анисимов, 1958; Колесников, 1960; Готванский, 1969, 1975; Готванский, Махинов, 1983; Вдовин, 1979).

Преувеличение масштаба древнего оледенения обусловлено обилием в горах и предгорьях псевдолодниковых образований и неправильной их интерпретацией. Нами при изучении гляциального рельефа Буреинского нагорья выявлены следующие формы рельефа, нередко ошибочно принимаемые за ледниковые: каменные глетчеры (Сазыкин, 1992б), сейсмогенные (Ивашинников и др., 1988) и гравитационные образования (в том числе сейсмогравитационные), аллювиально-пролювиальные (в том числе селевые) и солифлюкционные конуса выноса (Рябинин, Сазыкин, 1992, Сазыкин, 1994).

Факторы четвертичного оледенения хребта Дуссе-Алинь

Климатический. Территория расположена в Тихоокеанской области умеренного климатического пояса. Крайнеазиатское положение на стыке с крупнейшим океаном обуславливает наличие отчетливых черт муссонности. Термический и ветровой режим, атмосферные осадки и многие другие климатические показатели находятся в тесной связи с общей циркуляцией атмосферы, обусловленной взаимодействием материка с акваторией Тихого океана. В целом можно предположить, что схема циркуляции атмосферы в четвертичный период не должна принципиально отличаться от современной, хотя проявление муссонности должно было снизиться из-за отступления уровня моря и повышения ледяного покрова окружающих морей.

В настоящее время среднегодовые температуры составляют от -5° до -8° , осадков выпадает до 1000мм, преимущественно в летний период. С середины августа возможно выпадение твердых осадков. Многие снежники и наледи не стаивают за теплый период года.

Вертикальный температурный градиент в среднем составляет $0,6^{\circ}$ на каждые 100 м, в летнее время он не выше $0,5^{\circ}$, зимой возрастает до 1° (рассчитано нами по данным ГМС). На основании средней продолжительности устойчивого снежного покрова (от 150 дней на равнинах, до 216 дней на ГМС Иппата) нами рассчитана положение нижней границы хионосферы. Необходимо отметить, что сеть гидрометеостанций (ГМС) на Буреинском нагорье крайне редка, многие станции работали кратковременно (Иппата), многие прекратили свое существование в постсоветское время. Для высокогорной центральной части Буреинского нагорья (Буреинский хр., западная часть хр. Дуссе-Алиня и хр. Эзоп) высота хионосферы 3400 м. В Тугуро-Амурском воздушном «коридоре» нижняя граница хионосферы снижается до 2500-2600 м (район Эворон-Чукчагирской низменности). В пределах береговой линии и акватории Шантарского моря нижняя граница хионосферы опускается даже до 1900-2000 м. В северном Сихотэ-Алине, несмотря на более мягкие климатические условия, - 3300 м (сказывается увеличение количества осадков в связи с близостью моря), в Японских Альпах – 4000 м.

Основное изменение климатической обстановки периода оледенений состояло в значительном понижении температуры. В настоящее время прочно утвердилось представление о прогрессирующем похолодании климата, проявляющемся через климатические флуктуации с позднего плиоцена в течение всего плейстоцена (Караулова, Назаренко, 1972; Авенариус и др., 1978, Голубева, Караулова, 1983; Короткий и др., 1980, Короткий, 1988, Готванский 1986, Свиточ, 1987, Климатические смены..., 1996), что находит свое отражение в частности в нарастающем обеднении флоры. Таким образом, прогрессирующее похолодание климата в плейстоцене на фоне возрастания абсолютных высот горных узлов явилось одним из основных факторов появления оледенения на юге Дальнего Востока только в верхнем плейстоцене. Понижение температуры периода оледенений оценивается по палинологическим данным на юге Дальнего Востока примерно в $5-8^{\circ}$ (Авенариус и др., 1978; Короткий и др., 1980; Короткий, 1984; Боярская, 1987). Для горных районов из-за повышенной снежности и появления ледников, а следовательно увеличения альбедо, более вероятен верхний предел.

Современные среднегодовые температуры на высоте 1500-1600 м, соответствующей зоне наибольшего развития древних ледниковых форм рельефа, исходя из вертикального температурного градиента составляют $-11 - -14^{\circ}$, соответственно в холодные эпохи – $-19 - -22^{\circ}$. Это означает, что среднеиюльские температуры будут составлять первые единицы градусов выше нуля. Такой термический режим безусловно благоприятствовал существованию не только каровых, но и горно-долинных ледников.

Спорным вопросом является усиление континентальности климата в ледниковые эпохи на юге Дальнего Востока. Незначительное удаление береговой линии и уменьшение испаряемости с водной поверхности океана компенсировалось снижением температуры воздуха и сохранением за счет этого высокой относительной влажности. Похолодание климата Сибири, однако приводило к усилению деятельности антициклона (особенно по продолжительности), приносящего сухие континентальные воздушные массы. Проблема континентальности климата в ледниковые эпохи очень актуальна, т.к. только здесь можно искать причины уменьшения размеров оледенения конца верхнего плейстоцена относительно первого, несмотря на прогрессирующее похолодание климата.

Необходимо подчеркнуть, что современный климат юга Дальнего Востока несмотря на положение территории на стыке континента и океана является все-таки континентальным, но с муссонными чертами в связи с доминированием в течении года ветров западных и северо-западных румбов сибирского антициклона. Это создает для юга Дальнего Востока специфические черты экзоморфогенеза из-за наличия на одной и той же территории зимой комплекса геоморфологических процессов характерных для континентального климата, а летом - для гумидного (Никольская, Скрыльник, 1976). Схема континентальности климата Дальнего Востока убедительно показывает быстрое нарастание значений континентальности климата при удалении от океана и в горах (Скрыльник, Скрыльник, 1976).

Тектонический фактор. Наиболее высокие горные массивы сложены, как правило, меловыми интрузиями гранитоидов, к которым приурочены подавляющая часть экзарационных форм рельефа, особенно цирков и каров. Это обусловлено, с одной стороны, тем, что морфоструктурные поднятия соответствуют областям «всплывания» гранитов, с другой, гранитоиды, благодаря своей поликристаллической структуре, способствуют формированию нивальных и экзарационных форм рельефа (Ивановский, 1981, Райс, 1980). Находящиеся на поверхности корбохонской морены гранитоидные валуны буквально рассыпаются на грубозернистый песок из-за неустойчивости к физическому выветриванию.

Большинство исследователей придерживается мнения, что скорости воздымания возрастили от палеоген-неогена к голоцену. В поднятие были вовлечены также мелкие депрессионные структуры и межгорные впадины, но со значительно меньшими скоростями, что приводило к увеличению эрозионного расчленения горных систем. Унаследованное прогибание продолжалось только в крупных депрессионных структурах (Амуро-Тугурская депрессия). Более дискуссионным является вопрос о размахе и скоростях тектонических движений новейшего этапа. Он еще осложняется нерешенной проблемой определения мощности денудационного среза, хотя большинство исследователей придерживается мнения о его незначительных масштабах (Юг Дальнего Востока, 1972; Шевченко, 1971; Благоволин,

Шевченко, 1977; Готванский, 1987). По-мнению Ю.К.Ивашинникова амплитуда воздымания горных районов юга Дальнего Востока составляла от 200 до 500м за плиоцен-четвертичное время, скорости современных вертикальных движений - от 0,5 до 1,5 мм, местами до 5 мм в год (Ивашинников, Герасименко, 1987).

Таким образом, при анализе древнего оледенения юга Дальнего Востока невозможно не учитывать тектонический фактор. Воздымание территории явилось одной из основных причин появления ледников только в конце плейстоцена. Данная мысль для юга Дальнего Востока впервые была высказана Ю.Ф.Чемековым (1955) при объяснении молодости ледниковых образований Сихотэ-Алиня, но почему-то не была распространена на хребты Буреинского нагорья, которые по скорости тектонических движений не уступают.

Исходя из этих же данных, амплитуда тектонического воздымания гор за верхний плейстоцен составляет 50 м, максимум 100 м, то есть величины, которой при палеогляциальных исследованиях можно пренебречь. Таким образом, тектонический фактор для небольшого отрезка времени, как верхний плейстоцен, существенного значения не имеет и в дальнейшем мы считаем орографию и гипсометрию рельефа эпох верхнечетвертичного оледенения примерно соответствующими современным.

Не имеет, на наш взгляд, существенного значения мелкие блоковые подвижки, якобы обусловившие резкие колебания в гипсометрии рядом расположенных каров (Анисимов, 1958). Хребты юга Дальнего Востока характеризуются, как правило, сводовым воздыманием; отставание отдельных блоков в поднятии, взбросы и надвиги внутри массивов не могут иметь за верхний плейстоцен и тем более в интервале между оледенениями размеры более первых десятков метров. Невозможно объяснить также тектоническими причинами разницу в 400-600 м в гипсометрии каров отдельных хребтов или их центральных и периферийных частей. Таким образом, разброс высотного расположения каров на региональном и тополическом уровнях требует объяснения в первую очередь не тектоническими причинами.

Разломная тектоника нередко определяет специфику и морфологию экзарационного рельефа. Разрывными нарушениями часто контролируются стенки ледниковых цирков и трогов, положение перевалов и кулуаров, направление троговых долин. Перехват ручьем Водопадный истоков реки Корбохон предопределен разломом.

Морфологический фактор. В своем большинстве горные массивы Буреинского нагорья имеют массивно-глыбовые очертания с уплощенными и округловершинными поверхностями. Только в пределах развития древнего карового и горно-долинного оледенения горы приобретают альпинотипный рельеф. Однако даже в районах с широким распространением ледниковых форм рельефа нередко имеются обширные площади с

уплощенными и сглаженными вершинными поверхностями. Первичная сглаженность вершинной поверхности наблюдается даже на главных водоразделах Дуссе-Алиня, (водоразделы рек Лев. Буряя и Курайгагна, Лев. Диер и Мукчаки). Здесь часто плоские водоразделы обрываются стенками каров и цирков, типична асимметрия водораздела. В периферийной части зоны ледникового морфогенеза для массивных водоразделов характерно увеличение количества нивальных форм рельефа, некоторое снижение высоты древней снеговой линии, что находит отражение в распространении каров на более низких уровнях и при меньших абсолютных высотах вершинной поверхности. Наблюдается повышение роли метелевого переноса в развитии древних ледников в связи с увеличением площади снегосбора и уменьшением различий в поступлении солнечной радиации в кары разной экспозиции.

Увеличение расчленения рельефа привершинной части гор первым оледенением в позднем плейстоцене изменило условия снегонакопления в период второго: увеличились различия в поступлении солнечной радиации на склоны разной освещенности; кары первого оледенения способствовали задержанию снега, что приводило к развитию вложенных и ступенчатых каров. Сравнение ориентировки каров первого и второго оледенения указывает на увеличение роли метелевого переноса для последнего, что объясняется более высоким положением снеговой линии в связи с этим большей чувствительностью на благоприятные факторы формирования каров.

Кроме характера вершинной поверхности на оледенение влияли расположение и форма доледниковых понижений рельефа, как мест аккумуляции снежных масс. Так увеличение высоты расположения каров во внутренних районах горных массивов в сравнении с периферийными мы связываем не только с известным фактом повышения континентальности, но и с более высоким расположением доледниковых эрозионно-денудационных воронок. В связи с этим внутренние горные районы более надежны на определение уровня снеговой линии по высоте расположения каров, т.к. если бы снеговая линия имела более низкое положение, ниже неизбежно должен был бы сформироваться еще один ледниковый цирк. Ненадежность данного метода (определения высоты снеговой линии по днищам каров) для периферийных районов обусловлена тем, что снеговая линия, как правило, располагается выше доледниковых эрозионно-денудационных воронок, а появление ледникового кара связано с сочетанием благоприятных местных климатических и орографических факторов.

Морфология и распространение каров и цирков

Наиболее типичными формами ледникового рельефа являются кары и цирки. Их морфология разнообразна, что определяется их возрастом, характером оледенения,

морфологией и высотой вершинной поверхности, направленностью и активностью послеледниковых геоморфологических процессов, контролирующей деятельностью дизъюнктивных нарушений и другими факторами. Размеры колеблются от 300 м до 1 км (истоки рек Тоеолан и Диер). Классические кары и цирки имеют чащеобразную форму, в реальности они нередко имеют в плане вытянутую, изогнутую или угловатую форму. Это вызвано структурными особенностями местности, формой доледниковых понижений, удлинением каров и цирков первого оледенения в результате нивации во время второго оледенения.

Четвертичное оледенение хребта Дуссе-Алинь, в отличие от большинства других хребтов Буреинского нагорья, не имеет сплошного распространения (рис.1). Выделяются три района карового и горно-долинного оледенения: Южный (водораздел рек Имганах и Нилан-Сонах), Центральный (истоки рек Корбохон, Лев.Бурея, Диер и Токолан) и Западный (водораздел рек Прав. Бурея, Лев. Бурея и Личи). Наибольшие масштабы четвертичное оледенение имеет в Центральном районе. Ледниковые формы рельефа истоков Пр. Буреи и Керби мы относим орографически к хр. Эзоп, а территорию к югу от Лев. Буреи (бассейны рек Иппата и Балаганах) – к Буреинскому хребту. Следует отметить, что орографическая схема Буреинского нагорья еще не сформировалась. В частности раньше в хр. Дуссе-Алинь входила большая часть Буреинского хребта. Стыки хребтов, показанные на крупномасштабных картах (масштаба 1:100000 - 1:200000), орографически и геологически не обоснованы. Горный район междуречья Керби и Нимелена вообще никак не назван, мы его относим к хр.Эзоп.

Используемое нами для всей горной системы название Буреинское нагорье впервые обосновано и использовано Ю.К.Ивашинниковым (Ивашинников, Сазыкин, 1987, Ивашинников, 1999) при физико-географическом районировании юга Дальнего Востока. Различные авторы именовали данную горную страну по разному: Хингано-Буреинская, Турано-Буреинская, Баджало-Буреинская, Кукано-Баджало-Ям-Алинская, Баджало-Ям-Алинь-Тайканская и др. Название Буреинское нагорье удобно, во-первых, из-за простоты, во-вторых, в названии подчеркивается ядро консолидации – Буреинский массив. Хребет Дуссе-Алинь находится в географическом центре Буреинского нагорья.

Большинство каров и цирков относится к первому позднечетвертичному оледенению. Часть из них в период второго оледенения повторно заполнялись ледником или крупным снежником. Из-за более высокого положения снеговой линии такие кары в этот период развивались как неустойчивые (Ивановский, 1981): их днища наклонные, отсутствует каровая котловина и четко выраженный ригель. Для цирков первого оледенения наличие каровых озер не характерно. Озерные котловины успели засыпаться склоновыми

отложениями, ригель был пропилен эрозионным врезом. Большинство озер (размеры от первых метров до 200 м), расположенных в древнеледниковых цирках, хотя и приурочены к бывшей каровой котловине имеют скорее моренный генезис (обусловлены неравномерным поступлением моренного и склонового материала на днище цирка). Типично каровыми являются озера Медвежье и Горное. Большие размеры озер (500 и 400 м соответственно), значительные глубины, отвесные стенки цирков при их относительно небольших размерах позволяют считать их образованиями последнего оледенения. Высота расположения озер 1520 м.

Морфологическая сохранность каров и цирков зависит от состава горных пород. В гранитоидах кары быстрее формируются, лучше сохраняются и даже частично подновляются современными нивальными процессами. Осадочные породы менее подвержены нивации, поэтому кары и цирки вырабатываются дольше, стенки менее отвесны, при послеледниковой денудации разрушаются быстрее. Моренный материал отличается меньшими размерами глыб, их постепенным истиранием, достаточно быстро прорезается эрозионными врезами.

За сильно разрушенные древние ледниковые цирки нередко принимаются широкие водосборные воронки верховьев рек. Мысль о неледниковом происхождении водосборных цирков в зоне отсутствия линейной эрозии впервые высказал Б.Ф.Косов (1956). Как показал А.М.Короткий (1968, 1977), их образование связано с расширением эрозионных водосборных воронок денудационными и склоновыми процессами в области отсутствия линейной эрозии и "в этом случае они рассматриваются как формы геоморфологической, а не климатической поясности" (Короткий, 1977, с.97). Определенное значение в расширении водосборных воронок имеет нивация, роль которой возрастает с увеличением абсолютных высот и широты местности, а в ряде случаев ограничено по времени холодными эпохами. Отнесение Ю.Ф.Чемековым (1961) данных форм рельефа к ледниковым циркам привело к значительному преувеличению размеров древнего оледенения и ошибкам в определении снеговой линии. Кроме того, все кары им отнесены к последнему позднечетвертичному оледенению, когда подавляющая их часть была сформирована в первой половине позднего плейстоцена при первом оледенении.

В хр. Дуссе-Алинь встречаются вложенные кары, когда крупные ледниковые цирки первого оледенения осложнены карами меньших размеров, врезанных в их борта и соответствующих второму оледенению. Разность высот днища цирка и каров, как правило, не превышает 100 м. Ступенчатые кары, разделенные троговой долиной не выявлены.

Большинство исследователей считает, что днища каров и цирков формируются на уровне снеговой линии. Действительно заложение первоначальных впадин и их нивальное разрастание активно должно происходить вблизи снеговой линии, хотя частные особенности

рельефа, и метелевый перенос могут вносить существенные коррективы в расположение каров по высоте. Не вдаваясь в детали полемики о правильности методики определения древней снеговой линии по днищам каров, отметим, - мы согласны с мнением Л.Н.Ивановского (1981), что средние высоты днищ каров можно применять за приближенное положение снеговой линии во время всей ледниковой эпохи в целом.

По мнению Ю.Ф.Чемякова (1961) днища ледниковых каров повышаются в горных районах с 1000 м на периферии до 1800 м в центральных частях, а в прибрежных районах Приохотья спускаются до 600-700 м, что позволило ему провести для всех горных районов линии изохион (Чемяков, 1961). Как уже отмечалось, он ошибочно относил широкие водосборные цирки к ледниковым карам, а все кары к последнему верхнечетвертичному оледенению. В высотном расположении каров обоих ярусов действительно наблюдается тенденция к повышению во внутренних районах, хотя и с меньшей амплитудой. Кроме того значителен разброс высотного положения соседних каров (до 100-200 м) за счет экспозиции, метелевого переноса и особенностей морфологии, что не позволяет провести линии изохион.

Статистическое распределение каров хребта Дуссе-Алинь по высоте и экспозиции показано в таблице 1.

Таблица 1

Ориентировка и гипсометрия каров хребта Дуссе-Алинь

район	значение	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Всего
Ранневюрмское оледенение O_{III}^2										
Южный	Колич.	2	1	2	5	2	0	3	1	16
	Доля, %	12,5	6,3	12,5	31,3	12,5	0	18,8	6,3	100
	Высота	1440	1400	1390	1490	1440	0	1490	1440	1460
Центральный	Колич.	9	8	12	8	1	2	10	10	60
	Доля, %	15,0	13,3	20,0	13,3	1,7	3,3	16,7	16,7	100
	Высота	1460	1430	1470	1580	1500	1600	1540	1460	1500
Западный	Колич.	16	6	6	8	2	1	2	4	45
	Доля, %	35,6	13,3	13,3	17,8	4,4	2,2	4,4	8,9	100
	Высота	1500	1440	1530	1590	1680	1580	1500	1490	1520
Всего	Колич.	27	15	20	21	5	3	15	15	121
	Доля, %	22,3	12,4	16,5	17,4	4,1	2,5	12,4	12,4	100
	Высота	1480	1430	1480	1560	1550	1590	1530	1470	1500
Поздnevюрмское оледенение O_{III}^4										
Южный	Колич.	0	0	0	0	0	0	1	0	1
Центральный	Колич	0	2	2	2	1	2	4	4	17
Западный	Колич	3	2	1	0	0	0	0	1	7
Всего	Колич	3	4	3	2	1	2	5	5	24

Кары Дуссе-Алинь имеют разброс значений от 1200 м (нивально-ледниковые кары бассейна р. Бакули) до 1900 м (истоки р.Лев. Буря). Если рассматривать ближайшие кары

одной ступени и экспозиции, то амплитуда высот редко превышает 100 м. Самый большой разброс высотного положения наблюдается для каров подветренных склонов.

Можно выделить следующие факторы, обуславливающие высотное положение расположение каров:

1. **Ориентировка каров.** Кары южной экспозиции на 50-150 м располагаются выше по сравнению с северной. Это объясняется наличием благоприятных условий для карообразования на северных затененных склонах. Исключением являются горные районы с меридиональным метелевым переносом с севера на юг (восточная часть Центрального района и Южный район).

2. **Высота вершинной поверхности.** Тесная взаимосвязь абсолютных высот с положением уровня распространения каров наблюдается всюду. Это связано с усилением континентальности климата внутренних районов гор (Ивановский, 1981), отчасти с тектоническим воздыманием, но, в первую очередь, с более высоким положением доледниковых впадин (водосборных воронок, нивальных ниш), которые стали ловушками-снегонакопителями при зарождении ледников.

3. **Гумидность и континентальность климата.** Усиление континентальности климата, связанное не с увеличением абсолютных высот местности, а удалением от моря вызывает естественное повышение уровня расположения каров и служит лимитирующим фактором распространения древнего оледенения. Низкое положение уровня каров всего восточного фланга Буреинского нагорья (хребты Тыльский, Бюко, Меванджа, Эткиль-Янкан и восточные отроги Ям-Алиня и Дуссе-Алиня) обусловлено значительным провинциальным увеличением гумидности климата по Амуру-Тугурскому "коридору", куда беспрепятственно проникали холодные охотоморские воздушные массы. В пределах Дуссе-Алиня идет быстрое повышение уровня каров в западном направлении. Самый восточный кар хр. Дуссе-Алинь располагается на левом притоке р. Бакули, имеет отметку днища 1200 м и морфологически относится к типу нивально-ледниковых каров. На километр западнее также в истоках р.Бакули отметки днища кара составляют уже 1300 м, еще через 3-5 км высоты каров достигают 1500 м. Хребты Меванджа и Эткиль-Янкан полностью находятся на пути движения воздушных масс, поэтому там низкие отметки каров характерны для всей территории. Например, абсолютные отметки днищ каров хр. Эткиль-Янкан составляют 1100-1300, с минимальными на подветренном южном склоне, максимальными на наветренном.

4. **Характер вершинной поверхности.** Округлые или плоские очертания вершин благоприятствуют ветровому переносу снега, что вызывает усиление разброса каров по высоте, заложению их нередко на аномально низком уровне и при малой положительной разности оледенения (хр. Меванджа, Эткиль-Янкан.). Гребневидные водоразделы и

резкорасчлененный рельеф препятствует метелевому, но способствует лавинному переносу снега. Четвертичное оледенение позднего вюрма в этом отношении развивалось в иных условиях, т.к. гляциальные процессы раннего вюрма и эрозионно-нивальные среднего вюрма выработали резкорасчлененный рельеф и ниши снегонакопления.

5. **Ветровая экспозиция.** На большей части Буреинского нагорья в зимнее время преобладали северо-западные воздушные массы, обуславливающие перенос снега на юго-восточные склоны. Однако местные орографические особенности обуславливают изменения направления горно-долинных ветров, а соответственно и ветровой перенос, который может значительно отличаться от перемещения основных воздушных масс.

Ориентировка каров южного района (рис.1а) указывает на высокую роль метелевого переноса за счет воздушных масс проникающих по Тугуро-Амурскому коридору и относительной низковысотности массива. Все кары неустойчивого типа. Классических каров и цирков с плоским днищем и озерами нет ни одного. Несмотря на это существовали выводные ледниковые языки протяженностью до 2-3 км. Субширотность ориентировки каров частично обусловлена меридиональностью главного водораздела.

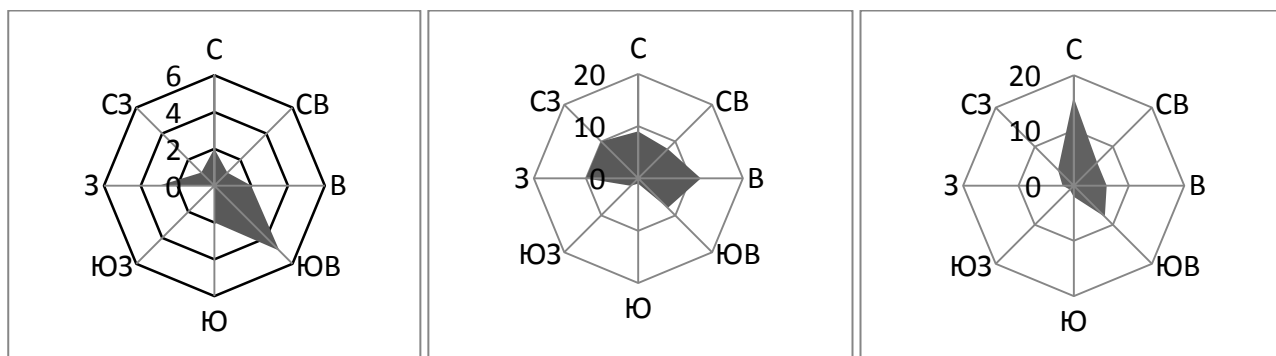


Рис. 1. Роз-диаграммы ориентировки каров хр. Дуссе-Алинь (А – южный район, Б – Центральный, В – Северный)

Высокая доля северной экспозиции (рис. 1б) в ориентировке каров Центрального района в целом типична для территорий с благоприятными условиями оледенения при умеренной разности оледенения и массивностью орографического узла. Метелевый перенос существенной роли не играл. Повышенная доля каров субширотной ориентировки обусловлена преобладанием меридиональных водоразделов и магистральных троговых долин.

Наибольшая континентальность климата при малой разности оледенения обусловила доминирование в западном районе каров северной экспозиции. Но охотские воздушные массы все-таки проникали в этот район, обуславливая повышенное накопление снега за счет метелевого переноса на южных склонах восточного макросклона.

Троговые долины и морены

Большинство троговых долин имеет протяженность 1-3 км, реже 5 км (рис.2), древние ледники имели зону питания в 1-3 цирках (до 6). На этом фоне скромного оледенения резко выделяется ледниковая система бассейна реки Курайгагна. Магистральная троговая долина имеет длину 14 км, вместе с боковыми – более 30 км. Система объединяет около 40 ледниковых цирков и каров. Такому масштабному оледенению способствовали максимальные для Дуссе-Алиня высоты (до 2175 м), водораздельным кольцом опоясывающие бассейн. Интенсивным нивально-гляциальным процессам способствовали геолого-тектонические условия: воздымание мелового интрузивного комплекса и распространение слабоустойчивых к морозному выветриванию и нивации меловых биотитовых гранитов и порфиритов.

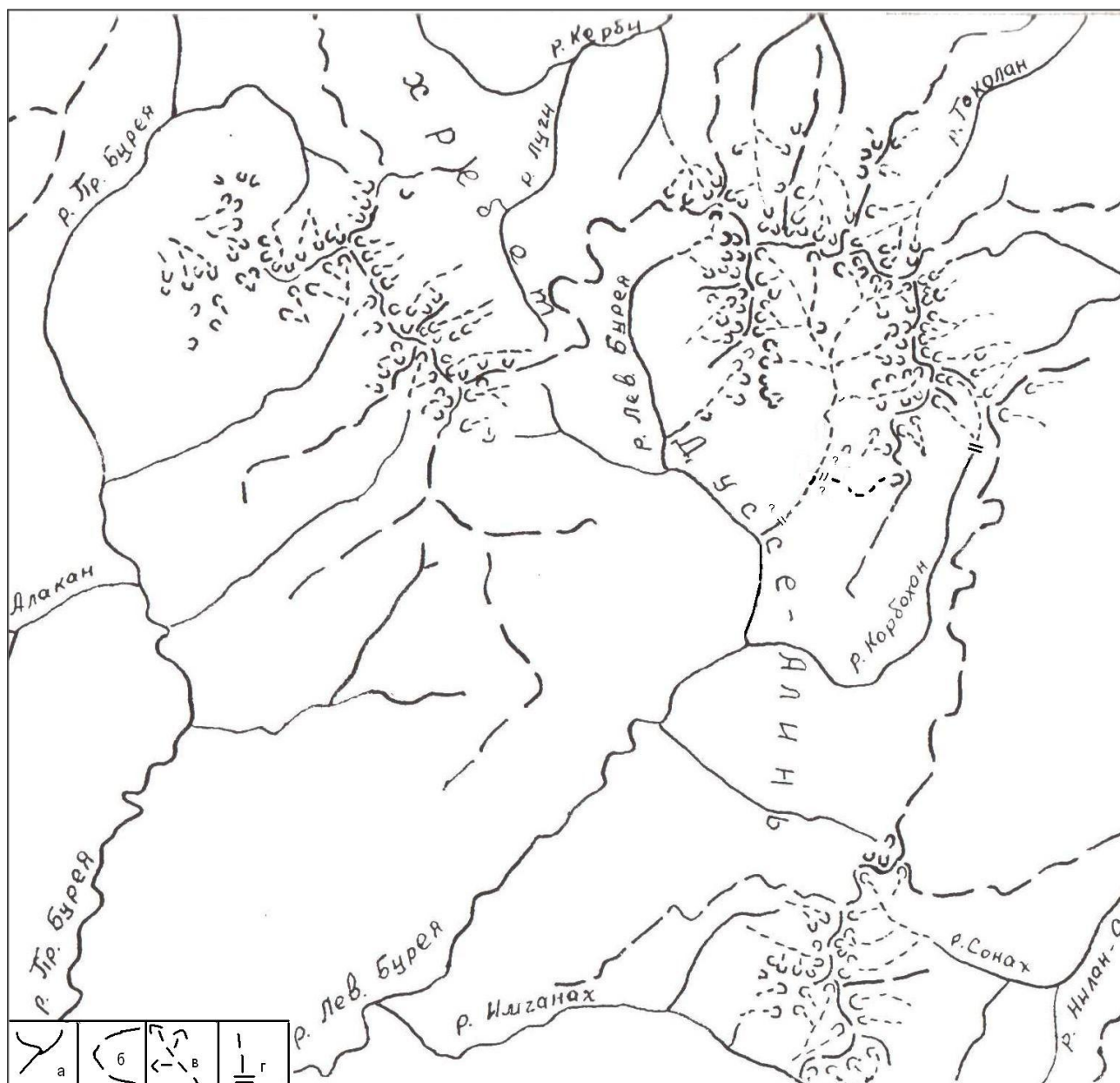


Рис.2. Схема четвертичного оледенения хр. Дуссе-Алинь
Условные обозначения: а) реки; б) основные водоразделы;

в) цирки (кары) и троговые долины; г) конечные морены

Многочисленные водопады бассейна р.Курайгагна обусловлены ледниковой деятельностью. Магистральный ледник углубил и расширил первичную речную долину, устья боковых притоков получили порог высотой 100 м, возможно и более. Ледники боковых притоков, подпруженные главным ледником не могли углубить днище и развивались как висячие ледники. Эти уступы после стаивания ледника вызвали образование водопадов первоначально высотой не менее 100м. По мере образования каньона и отступления водопада их высота постепенно снижалась, но и сейчас их можно наблюдать на многих притоках Курайгагны. Нам неизвестно, чтобы в каком-либо другом районе Буреинского нагорья было такое обилие водопадов данного генезиса (Сазыкин, 2003). Самый высокий водопад высотой около 40 м расположен на р. Медвежьем. Следует отметить, что граниты и диориты устойчивы к эрозии, хотя, как отмечалось, восприимчивы к действию морозного выветривания. Этим объясняется сохранность водопадов, возраст которых достигает не менее 60 тыс. лет.

Для ледниковых долин Буреинского нагорья не типичны плечи трогов. Однако с открытой долины р. Медвежий мы наблюдали на противоположном борту трога Курайгагны слабовыраженный перегиб склона на абсолютной высоте 1200-1300 м, подчеркнутый характером растительности. Образование не было исследовано, поэтому его только предположительно можно отнести к плечу трога. Возможно является нагорной террасой.

Аналогичное образование мы наблюдали на левом борту долины р. Корбохон. Расположено на высоте 50-100 м над корбохонской конечной мореной, снижаясь вниз по долине, быстрее общего уклона. Представляет собой террасовидную площадку с широким валом с внешней стороны высотой 1-3 м. Террасовидная поверхность является продолжением днища широкой эрозионно-нивальная ложбины – притока р. Корбохон. На наш взгляд данная долина была заполнена снежником, чему способствовало охлаждение местности корбохонским ледником, нивация разработала распадок, ширина которого сейчас 400 м (длина 500 м). Снежник напознал на поверхность ледника, сформировав на границе со склоном данную террасовидную поверхность. Таким образом, данное образование будет точнее назвать нагорной (нивальная) террасой, хотя в механизме образования с плечом трога здесь много общего.

Крупнозернистость гранитов и порфиритов Дуссе-Алиня определили специфичность моренного комплекса. В моренном материале района значительно меньше пылеватого материала, дающего цементирующий эффект отложениям, при высокой доле грубозернистого песка. Это приводило к более быстрому разрушению донной и конечной

морены, ее трансформации в отложения мало напоминающие ледниковые. Активная донная и боковая эрозия Курайгагны способствовало разрушению моренных отложений. Моренные отложения и формы рельефа Курайгагны сохранились по бортам долины и мало отличимы от слившихся коллювиально-пролювиальных конусов выноса. Конечная морена Курайгагны размывта и предположительно располагалась в 1 км от устья. Два нижних левых притока р.Курайгагны возможно тоже имели ледники. Они располагаются в области распространения протерозойских песчаников, алевролитов и сланцев (пород устойчивых к нивации), абсолютных высотах 1500-1680 м. В этих условиях ледниковые цирки должны были развиваться как неустойчивые, но для последующей денудации данные породы наоборот благоприятны. В обоих случаях недалеко от устья располагаются присклоновые образования, суживающие долины и морфологически сходные с конечной мореной.

Типичный холмисто-западинный моренный рельеф можно наблюдать в крупных ледниковых цирках. Поверхность морены сложена мелкообломочным материалом, выходы крупных глыб редки, часто они вызваны обрушением со склонов. Такой состав отложений обусловлен интенсивным морозным выветриванием. Если моренный холм прорезан эрозионным врезом, то в данной области обнажается крупноглыбовый материал. В верхней части троговой долины в зоне дренирования преобладает тоже крупноглыбовый материал из разрушенной морены и со склонов. В прибортовой части на сотни метров и даже более тянутся холмисто-западинные террасовидные поверхности. В основании их лежит донная и боковая морена, но поверхность часто осложнена современными склоновыми накоплениями, поэтому имеет различную морфологию и состав отложений.

На фоне плохой сохранности гляциальных аккумулятивных комплексов в крупных речных долинах обращает на себя внимание крупная конечная морена долины р. Корбохон, подпрудившая крупное одноименное озеро. Морена сложена как интрузивными (меловые граниты и порфириды), так и осадочными (протерозойские песчаники и алевролиты) породами. На поверхности встречаются глыбы порфиритов до 5 м в диаметре. Об интенсивном разрушении говорит шлейф песчано-гравийного материала вокруг них, поверхность камня легко разрушается пальцами. Интрузивные породы принесены ледником из области питания ледников (цирков), расположенных в 5-6 км от конечной морены.

Морена отличается значительной вытянутостью (около 1 км) при сравнительно небольшой высоте. Морфология морены (несколько валов) указывает на стадиальность, хотя для морен Буреинского нагорья это не характерно. Подпрудное озеро заполняет всю ширину днища троговой долины (300 м), имеет длину 500 м и глубину до 14 м. Максимальные глубины расположены ближе к конечной морене.

Необычность данного конечноморенного образования обусловлена особенностями его палеогеографии. Ледник возник в раннем вюрме (первое позднечетвертичное оледенение) в ледниковом цирке ныне являющемся истоком р.Водопадный. Несмотря на то, что ледник имел всего один цирк с умеренными абсолютными высотами (менее 1900 м), длина его языка достигала 5 км. Это обусловлено восточным положением ледника, т.е. близости к упомянутому выше Тугуро-Амурскому коридору, обуславливающему повышенное количество осадков. Направление троговой долины и расположение водоразделов способствовало подпитке ледника снегом за счет метелевого и лавинного переноса. Большая часть троговой долины расположена в области осадочных пород, что способствовало большому количеству в морене мелкоземистого материала. Это одна из основных причин сохранности морены и ее подпруживающих свойств.

Другой важнейшей особенностью истории формирования рельефа данной долины стала ледниковая перестройка. В результате разрастания ледникового цирка в палеоистоках р.Водопадный был пропилен и прорван водораздел между Корбохоном и Водопадным. Днище цирка Водопадный было видимо несколько ниже днища корбохонской троговой долины, а главная долина Водопадного имеет больший уклон падения, поэтому ледник устремился по новой долине. На месте ледникового (речного) перехвата сейчас расположен каньон с водопадом.

Обезглавленный ледник не мог обладать прежней эродирующей и транспортирующей силой. Поэтому очередная порция конечной морены не наложилась на предыдущую, а отложилась как отдельная стадия. Именно поэтому морена имеет сильную вытянутость и холмистость. Дефицит влекомого материала в леднике и его деградация не способствовали заполнению озерной котловины и троговой долины выше конечной морены. Образование озерной котловины обусловлено акцентирующей деятельности ледника, который упирался в конечную морену, как бы «складывается», оказывая более усиленное экзарационное воздействие на днище троговой долины перед препятствием.

В целом для Дуссе-Алиня эрозионное разрушение и высокая дренированность моренных отложений препятствовала сохранности озер в пределах троговых долин. Их относительно мало, преобладают мелкие. Крупное троговое озеро (длина 500 м, ширина до 300 м) в долине ручья Озерный (бассейн р.Крест) обусловлено подпруживанием не столько собственной конечной мореной, сколько бокового нивально-ледникового кара. Кроме того боковой (висячий) ледник способствовал увеличению мощности магистрального ледника и отжимом его к левому борту, что приводило к усилению экзарационной силы (акцентирующая деятельность ледника).

Вывод

Таким образом, общие черты четвертичного оледенения хр. Дуссе-Алинь аналогичны Буреинскому нагорью. Существовало два оледенения верхнечетвертичного возраста, первое из которых было каровым и горно-долинным, второе преимущественно каровым. Следы более древних оледенений достоверно не выявляются. В тоже время местные факторы определили ряд особенностей гляциального морфогенеза, что определило исключительность рельефа и гидрографии и сделало данную территорию одним из самых привлекательных мест Буреинского нагорья и Хабаровского края в целом.

Литература

Авенариус И.Г., Муратова М.В., Спасская И.И. Палеография Северной Евразии в позднем плейстоцене и голоцене и географический прогноз.- М.: Наука, 1978.- 76с.

Ананьев Г.С., Ананьева Э.Г., Пахомов А.Ю. Четвертичные оледенения Северо-Западного Приохотья // Плейстоценовые оледенения Востока Азии.- Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984.- С.43-56.

Анисимов В.Р. Четвертичное оледенение хребта Эзоп // Советская геология.- 1958.- 4.- С.158-161.

Баженов Б.П. К вопросу о древних оледенениях в бассейне р.Зеи // Сб. ст. ВЗПИ.- Вып.6.- 1954.- С.33-39.

Баранова Ю.П., Бискэ О.Ф. Северо-Восток СССР / История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока.- М.: Наука, 1964.- 290с.

Благоволин Н.С., Шевченко В.К. Магматические тела и проблемы денудационного среза // Геоморфология.- 1977.- 1.- С.27-37.

Боярская Т.Д. Особенности палеоклиматических изменений позднего плейстоцена и голоцена в районах с различными типами климатов на территории СССР // Теоретические и методические проблемы палеогеографии.- М.,1987.- С.170-189.

Бредихин А.В., Каревская И.А., Лебедев Е.В. Геоморфологическая корреляция отложений "Киранской толщи" в Приохотье // Всесоюзное совещание по проблеме геоморфологической корреляции: тезисы докладов.- Тбилиси, 1986.- С.190.

Варфоломеева Э.Н. Древнее оледенение Тардоки-Яни (Северный Сихотэ-Алинь) // Известия ВГО.- 1957.-6.- Т.89.- С.542-548.

Вдовин В.В. Основные этапы развития рельефа. Палеогеоморфологические карты и краткая объяснительная записка / История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока.- Новосибирск: Наука, 1979.- 33с.

Воейков А.И. Климатические условия ледниковых явлений // Записки Санкт-Петербургского общества.- 1881.- сер.2.- Т.16.- С.21-70.

Ганешин Г.С. Четвертичное оледенение Сихотэ-Алиня // Материалы ВСЕГЕИ. Новая серия. Четвертичная геология и геоморфология.- Вып.2.- М., 1959.- С.132-146.

Голубева Л.В., Караулова Л.П. Растительность и климатостратиграфия плейстоцена и голоцена юга Дальнего Востока СССР.- М.: Наука, 1983.- 143с.

Готванский В.И. Четвертичное оледенение хребта Ям-Алинь // Вопросы географии Дальнего Востока.- Сб.4.- Хабаровск, 1960.- С.78-81.

Готванский В.И. Горный массив Тардоки-Яни // Геология, геоморфология, полезные ископаемые Приамурья.- Л., 1969.- С.159-168.

Готванский В.И., Махинов А.Н. Новые данные о распространении следов четвертичного оледенения на Сихотэ-Алине // Известия ВГО.- 1983.- 115.- 2.- С.55-69.

Готванский В.И. Особенности гольцового пояса гор юга Дальнего Востока // Процессы формирования рельефа Сибири.- Новосибирск, 1987.- С.25-26.

Денисов Е.П. К вопросу об оледенении Северной Кореи // Записки Приморского филиала ГО СССР.- Вып.1 (XXIV).- 1965.- С.113-114.

Денисов С.В. Четвертичное оледенение и связанные с ними особенности речных долин хребта Джугджур // Проблемы изучения четвертичного периода.- Хабаровск, 1968.- С.201-203.

Заморуев В.В., Сей И.И. О древнем оледенении Верхне-Зейской депрессии и хребта Тукурингра-Джагды // Известия АН СССР. Сер. геогр.- 1963.- 6.- С.76-80.

Ивановский Л.Н. Гляциальная геоморфология: на примере Сибири и Дальнего Востока.- Новосибирск: Наука, 1981.- 174с.

Ивашинников Ю.К. Физическая география Дальнего Востока: учебное пособие.- Владивосток: издательство Дальневосточного университета, 1999. 326 с.

Ивашинников Ю.К., Герасименко Г.М. Главные особенности новейшего этапа рельефообразования и развития гидросети на юге Дальнего Востока // География и природные ресурсы, 1987.- 2.- С.167-170.

Ивашинников Ю.К., Сазыкин А.М. Проблемы структурной и гляциальной геоморфологии Приамурья.- Владивосток, 1987.- 156с.- Деп. в ВИНТИ 10.08.87.- № 5781-В87.

Ивашинников Ю.К., Онухов Ф.С., Сазыкин А.М., Ставров В.Н. Сейсмогеологические и неотектонические особенности северо-восточного фланга Буреинского массива // Тихоокеанская геология.- 1988.- 4.- С.42-49.

Караулова Л.П., Назаренко Е.М. К характеристике климата Приморья в антропогене по данным спорово-пыльцевого анализа // Проблемы изучения четвертичного периода.- М.: Наука, 1972.- С.388-392.

Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем кайнозое (миоцен-плейстоцен).- Владивосток: ДВО РАН], 1996. - 56 с.

Колесников Б.П. О следах четвертичного оледенения в бассейне р.Горин // Вопросы географии Дальнего Востока.- Вып.4.- Хабаровск, 1960.- С.74-75.

Короткий А.М. О развитии четвертичных оледенений в Сихотэ-Алине // Вопросы геологии и океанологии советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса.- Владивосток, 1968.- С.32-37.

Короткий А.М. Водосборные цирки и седловины (на примере Южного Приморья) // Региональная морфотектоника, геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. - Владивосток, 1977.- С.97-105.

Короткий А.М. Оледенения и псевдогляциальные образования юга Дальнего Востока // Плейстоценовые оледенения Востока Азии.- Магадан, 1984.- С.174-185.

Короткий А.М. Основные закономерности развития природной среды в позднем плейстоцене-голоцене (юг Дальнего Востока СССР) // Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона. - Владивосток, 1988. - Т. 2. - С. 44-47.

Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеогеография // Тр. Ин-та геологии и геофизики.- Вып.429.- Новосибирск, 1980.- 243с.

Косов Б.Ф. К вопросу о происхождении горных цирков // Ученые записки МГУ.- Вып.182.- 1956.-С.45-48.

Круглов М.В. Маршрутные геологические наблюдения в северо-восточной части Буреинского хребта // Амгунь-Селемджинская экспедиция АН СССР. Тр. СОПС, ч.1. Буреинский отряд.- Л., 1934.- С.25-65.

Лебедев В.Г. Основные проблемы геоморфологии Восточного Китая.- Саратов, 1968.- 338с.

Ликутков Е.Ю. Плейстоценовое оледенение горной системы Джугджур // Вестник МГУ.- Сер.5. Геогр.- 1983.- 6.- С.65-69.

Никольская В.В. Морфоскульптура бассейна Амура.- М.: Наука, 1972.- 296с.

Никольская В.В., Чичагов В.П. О четвертичном оледенении в бассейне Амура // Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода.- Вып.19.- М., 1962.

Никольская В.В., Щербаков И.Н. Признаки древнего оледенения хр. Тукурингра-Джагды // Известия АН СССР. Сер. геогр.- 1956.- 2.- С.58-65.

Обручев В.А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии // Избранные работы по географии Азии.- М.: Географгиз, 1951.- Т.3.- С.49-128.

Колбин М.Ф. О следах оледенения на Самурском хребте (Приморский край). Сообщение ДВФ СО АН СССР.- Вып.12.- 1960.- С.150-151.

Куликов О.А., Лебедев С.А., Лебедева Е.В. Опыт применения радиотермомлюминисцентного метода при реконструкции развития рельефа Дальнего Востока // Палеогеографические исследования на Дальнем Востоке.- Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987.- С.37-49.

Кушев С.Л. К геоморфологии Буреинского хребта бассейнов рек Сулук и Буряя // Амгунь-Селемджинская экспедиция АН СССР. Тр. СОПС, ч.1. Буреинский отряд.- Л., 1934.- С.81-108.

Никольская В.В. Морфоскульптура бассейна Амура.- М.: Наука, 1972.- 296с.

Никольская В.В. Скрыльник Г.П. Тенденции развития рельефа природных зон и провинций Дальнего Востока // Климатическая геоморфология Дальнего Востока.- Владивосток, 1976.- С.5-19.

Рябинин Е.Н., Сазыкин А.М. Вопросы геоморфологии хребта Ям-Алинь // Вопросы географии и геоморфологии Советского Дальнего Востока. Владивосток: изд-во ДВГУ, 1992, С.139-149.

Саврасов Н.П. Следы ледниковых явлений в бассейне Амура // Вопросы географии Дальнего Востока. Вып.1.- Хабаровск, 1949.

Сазыкин А.М. Развитие древнеледниковой морфоскульптуры Баджалского хребта // География и природные ресурсы.- 1985б.- 3.- С.171-172.

Сазыкин А.М. О размерах четвертичного оледенения Буреинского нагорья // Арсеньевские чтения.- Уссурийск, 1992а.- С.305-308.

Сазыкин А.М. Каменные глетчеры Буреинского нагорья // Вопросы гидрометеорологии и физической географии Дальнего Востока.- Владивосток, 1992б.- С.92-102.- Деп в ИЦ ВНИИГМИ-МЦД 18.02.92.- N 1112 - ГМ 92.

Сазыкин А.М. Гляциальная геоморфология Буреинского нагорья: Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. Владивосток, 1994. 24 с.

Сазыкин А.М. География и генезис водопадов Буреинского нагорья (юг Дальнего Востока) // Материалы научной конференции «Проблемы геологии и географии Сибири» 2-4 апреля 2003 г. Вестник Томского государственного университета.- Томск, 2003.- 3.- вып. 4.- С.95-97

Свиточ А.А. Палеогеография плейстоцена.- М.: Изд-во МГУ, 1987.- 188с.

Скрыльник Г.П., Скрыльник Т.А. Характеристика континентальности Дальнего Востока // География и палеогеография климоморфогенеза.- Владивосток, 1976.- С.46-51.

Соловьев В.В. Следы древнего оледенения и перигляциальных условий в Южном Приморье // Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. Т.64. Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Дальнего Востока.- Л., 1961.- С.141-149.

Соловьев В.В., Ганешин Г.С. Развитие рельефа и формирование четвертичных отложений Сахалина. /Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия.-Т.172.- М., 1971.- 156с.

Усова А.К. К вопросу о следах оледенения в "Ясной Поляне" и районах Зейской системы // Россыпи и руды.- 1931.- 6-7.- С.24-28.

Флеров В.К. Некоторые данные о золотоносных комплексах моренного и флювиогляциального происхождения в бассейнах верхнего течения р.Зей // Тр. НИГРИЗол.- 1938.- Вып.10.- С.367-375.

Чемяков Ю.Ф. Особенности четвертичного оледенения. хр. Сихотэ-Алинь // Вопросы геологии Азии. Т.2.- М., 1955.

Чемяков Ю.Ф. Следы древнейшего оледенения на Дальнем Востоке // Информ. сб. ВСЕГЕИ. Т.15. Четвертичная геология и геоморфология.- 1959а.- С.30-40.

Чемяков Ю.Ф. Четвертичные оледенения муссонной области Дальнего Востока СССР // Доклады АН СССР.- 1959б.- Т.127.- 2.- С.423-426.

Чемяков Ю.Ф. Снеговая линия последнего верхнечетвертичного оледенения на юге Дальнего Востока // Известия АН СССР. Сер. геогр.- 1961а.- Вып.6.- С.73-87.

Чемяков Ю.Ф. Проблемы четвертичного оледенения // Геология северо-восточной Азии. Геоморфология. Т.1.- Л., 1972.- С.93-129.

Шабаяев А.А., Кудрявцева Л.О., Сазыкин А.М. Рекреационная привлекательность района озера Корбохон (хребет Дуссе-Алинь) // Современные геофизические и географические исследования на Дальнем Востоке / Материалы 10-й научной конференции, Владивосток, 23 марта 2010 г. Владивосток: Издательство Дальневосточного университета, 2010.- С.154-158.

Шевченко В.К. Древнее оледенение хребтов Дуссе-Алинь, Ям-Алинь и Тыльский // Сб. ст. по геологии и гидрогеологии. Вып.5.- М., 1965.- С.32-38.

Шевченко В.К. Роль магматизма в формировании морфоструктур. горных областей / Автореф. ... канд. геогр. наук.- М., 1971.- 24 с.

Юг Дальнего Востока / История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока.- М.: Наука, 1972.- 421с.

Аннотация

Хребет Дуссе-Алинь дважды в верхнем плейстоцене подвергался оледенению. Первое оледенение было карово-долинным, второе преимущественно каровым. В статье рассматриваются факторы древнего оледенения. Отмечаются масштабность и особенности

гляциальных процессов в бассейнах рек Курайгагны и Корбохон, определивших специфичность морфологии современного рельефа.

Quaternary glaciation of the Dusse Alin ridge

Sazykin A.M.

Vladivostock, Far East Federal University

The Dusse Alin mountain ridge at its Upper Pleistocene was the subject for glaciation twice. The first glaciation was cirque-valley, the second predominantly cirque. This article discusses the factors of ancient glaciation. Particular attention is paid to the scale and features of glacial processes in basins of rivers Kuraygagny and Korbohon that consequently determined the specificity of the morphology of the modern relief.