

УДК 551.331.5

А. Н. МАККАВЕЕВ

ДИНАМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЛЕДНИКОВЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА, СОЗДАННЫХ ПОКРОВНЫМИ ОЛЕДЕНЕНИЯМИ НА РАВНИНАХ

Рельеф подледникового генезиса является показателем интенсивности воздействия ледника на ложе. Формы подледникового рельефа можно объединить в непрерывный ряд, отражающий уменьшение скоростей движения создавшего их льда, смену типов его движения и различия в механизме образования. В пределах ряда выделяются большие группы форм.

Разнообразие форм рельефа, созданных на контакте ледник — ложе, давно привлекает внимание исследователей. Изучение закономерностей образования подобного рельефа в значительной мере затруднено тем, что формы, возникшие при деградации материкового оледенения, часто накладываются на рельеф, созданный активным льдом, иногда значительно изменяя поверхность последнего (Асеев, 1974). Отдельные группы и формы подледникового рельефа довольно детально описаны в последних сводных работах (Charlesworth, 1957; Калесник, 1963; Флинт, 1963; Асеев, 1974; Асеев, Маккавеев, 1976, и др.), однако они все еще изучены гораздо хуже других ледниковых форм и вполне вероятно, что некоторые из них пока неизвестны.

Анализ рельефа, образовавшегося на контакте ледника с ложем, позволяет установить общую схему его генетико-динамической классификации¹. Формы подледникового рельефа можно объединить в непрерывный генетический ряд, отражающий уменьшение скоростей создавшего их льда, смену типов его движения и в результате — различия в механизме образования.

На покрытую льдом земную поверхность воздействуют два основных агента: собственно толща льда и талые воды в ее основании. В свою очередь неподвижный и движущийся с различной скоростью лед производит различный морфологический эффект. Пассивный лед воздействует на ложе преимущественно своей тяжестью. Механизм влияния активного льда более сложен. При этом основными являются процессы, вызванные движением льда, хотя существенное влияние продолжает оказывать вес.

Интенсивность воздействия на ложе связана с типом движения льда, который, обладая свойствами твердого тела и вязкой жидкости, может одновременно течь и скользить по ложу (вязкопластичный и глыбовый или глыбово-блоковый типы движения). Ледники, обладающие глыбовым скольжением, обычно считаются более значительным фактором рельефообразования, чем текущие по вязкопластичным законам (Луис, 1955; Калесник, 1963; Sparks, West, 1972). Глыбовое скольжение характерно для участков повышенных скоростей льда, например выводных ледников. Для древнеледниковых областей Европы особенно отчетливо

¹ В статье разбирается только подледниковый рельеф, созданный на равнинах. Горноледниковые формы составляют особую группу.

прослеживается зависимость величины ледниковой эрозии² от динамического состояния льда в пределах некоторых низменностей, сложенных податливыми осадочными породами и глубоко экзарированных ледниковыми лопастями (Маккавеев, 1976). В то же время разделявшие их менее подвижные участки почти не подвергались разрушению, несмотря на ничтожные различия в мощностях льда. В современном рельефе таким участкам торможения отвечают межлопастные возвышенности.

В числе основных факторов, определяющих величину ледниковой эрозии, необходимо также выделить прочность пород ложа. С различиями в темпах денудации кристаллических и осадочных пород в значительной мере связано уменьшение объемов морен в пределах кристаллических щитов по сравнению с районами развития рыхлых пород. Ими объясняются также изменения в мощности и насыщенности обломочным материалом мореносодержащего льда в краевых зонах современных ледников (Флинт, 1963; Троицкий, 1975; Лаврушин, 1976).

Изученность форм подледникового генезиса еще недостаточна для разработки детальной генетической классификации. Кроме чисто аккумулятивных образований, сформированных простым накоплением материала в условиях неподвижного, стационарного льда, можно выделить четыре большие группы подледникового рельефа, связанные с: 1 — глыбовым типом движения льда, 2 — вязкопластичным типом движения льда, 3 — влиянием ледниковой нагрузки (формы статического выдавливания), 4 — гидростатическим воздействием подледниковых вод (таблица). В свою очередь группа вязкопластичного течения разделяется по степени интенсивности движения льда на формы медленного и формы интенсивного течения. В отличие от чисто аккумулятивных подледниковых форм лед при образовании этих групп рельефа играл активную роль, воздействуя на породы ложа и талые воды как своим весом, так и в процессе движения.

Формы статического выдавливания. Нарушения в породах ложа, перераспределение материала могут быть вызваны весом больших масс льда. Рыхлые и пластичные породы легко затягиваются в ослабленные трещиноватые зоны в основании ледника. Поэтому формы выжимания и выдавливания в первую очередь образуются в ранее отложившейся морене. Обычно их относят к конечным моренам, моренам мертвого льда и другим аккумулятивным образованиям, чем по существу они не являются. Часто это небольшие гряды, которые располагаются под различными углами к бывшему направлению движения льда и ассоциируются с формами мертвого льда. Как правило, формы этой группы осложняют поверхность моренных равнин. Они известны как в областях современного оледенения (Gripp, 1929; Czerwinski, 1973; Троицкий, 1975), так и в древнеледниковых районах (Вейнбергс, 1972; Persson, 1972). Подобные гряды, названные Д. Нельсоном (Nielson 1970) «рубчатой мореной» (washboard moraine), описаны им в Северной Дакоте. Иногда гряды, взаимопересекаясь под различными углами, образуют сложный рельеф, например рельеф «малой морены» (Foster, Palmquist, 1970).

В твердых породах ложа выдавливания не произойдет. Результатом давления толщи льда будут различные нарушения нормального залегания пластов³. Форм «чистой» ледниковой нагрузки в природе не так уж и много. Часто на них накладываются отложения разрушающегося ледникового покрова. Так могли образоваться озы и камы с моренным ядром. Но само выдавливание, несомненно, повлияло на формирование многих групп подледникового рельефа.

Формы медленного вязкопластичного течения. Генезис их связан с выжиманием материала в ослабленные зоны в основании ледника, со-

² Понятие «ледниковой эрозии» охватывает весь комплекс процессов разрушений ледником ложа, в том числе и размыв талыми напорными водами. Термин «экзарация» имеет более узкий смысл. Это разрушение земной поверхности движущимся льдом.

³ Рассмотрение гляциодислокаций в нашу задачу не входит.

Принципиальная схема рельефа подледникового генезиса, созданного ледниковыми покровами на равнинных территориях

Формы рельефа		Динамическое состояние льда	Основные рельефообразующие факторы
отрицательные	положительные		
Изменности ледникового выпавания (гляциодепрессии)	Цоколи «островных» { межлопастных возвышенностей { межъя быковых	Глыбовое скольжение и вязкопластичное течение	Выпахивание и ледниковая абразия (при динамическом давлении с захватом материала)
Экзарационные котловины { крупные { средние { мелкие	Обработанные льдом водоразделы и асимметричные возвышенности Флигберги ¹ (несимметричные скалы ²) Курчавые скалы и бараны лбы		
Экзарационные ложбины { крупные { средние { мелкие	Сельги Изброжденные поверхности (флютинг-морены) Друмлины и друмлиноиды Серповидные гряды ³ Ребристая ⁴ или рогенская морена ³ Рельеф поверхности моренных равнин (рубчатая морена ⁵ , малая морена ⁶), моренные ядра озов, камов, конечных морен		
Межгрядовые понижения		Интенсивное вязкопластичное течение Слабое вязкопластичное течение Неподвижный лед	Ледниковая абразия и динамическое давление (с захватом и частичным отложением материала) Динамическое и статическое давление (с переотложением материала) Статическое давление (с переотложением материала) Напорные подледниковые воды (с разрывом ложа)
Рытвины (ложбины) подледникового стока, исполиновые котлы			

¹ Rudberg. 1973. ² Laverdiere, Dionne, 1969. ³ Lundqvist, 1969. ⁴ Cowan, 1968. ⁵ Nielson, 1970. ⁶ Foster, Palmquist, 1970.

четающимся с воздействием движущейся массы льда. Примером являются некоторые разновидности моренных гряд, расположенные поперек течения льда. Таковы «ребристая морена» (ribbed moraine) В. Кована (Cowan, 1968) и «рогенская морена» (rogen moraine) Я. Лундквиста (Lundqvist, 1969). Исследования этих авторов показали, что о некоторой активности создавших подобных гряды масс льда можно судить по направлению на них форм мертвого льда, тесной связи с друмлинами и особенностям внутреннего строения.

Видимо, первым формирование подобного рельефа объяснил А. И. Спиридонов (1949), исследовавший сложенные мореной гряды («гривы») на Шошинско-Ламской низменности, недалеко от г. Волоколамска. Одной из характерных черт гряд является то, что при приближении к северному склону Смоленско-Московской возвышенности их направление изменяется с широтного на северо-восточное, близко соответствующее общему простиранию ската возвышенности в данном районе. А. И. Спиридонов приводит ряд геолого-геоморфологических доказательств подледного генезиса «грив», материал которых накапливался в зоне контакта активного и неподвижного льда в моменты отмирания ледникового покрова. В теле ледника по зонам, вытянутым параллельно скату возвышенности, в результате движения льда с севера и пассивного противодействия этому движению с юга, со стороны возвышенности, создавались напряжения сдавливания, вызвавшие перераспределение донноморенного материала.

Формы интенсивного вязкопластичного течения. Отличительная черта рельефа группы — вытянутость по движению льда и обтекаемые очертания, указывающие на образование в подвижной среде. По своему внутреннему строению это очень разнообразные формы, как сложенные мореной, так и выработанные целиком в породах ложа. Нередко и смешанное строение. Зарубежные исследователи различают «скалы с хвостом» (crag and tail), когда «хвост» из рыхлых пород расположен за коренным ядром. Увеличение длины отдельных форм в пределах группы, видимо, связано с возрастанием давления со стороны движущегося льда, поскольку самые большие и наиболее вытянутые из них часто приурочены к осям ледниковых лопастей и другим местам возрастания скоростей (Vernon, 1966; Sparks, West, 1972).

К формам интенсивного вязкопластичного течения относятся друмлины, друмлиноиды («скалы с хвостом» и др.) и так называемые «изброжденные поверхности», или флютинг-морены, представляющие собой параллельные направлению движения льда гряды. Флютинг-морены не уступают по высоте друмлинам, а по длине значительно их превосходят, достигая нескольких км⁴. Интенсивное вязкопластичное течение, очевидно, осуществлялось в различных «масштабах» крупными или более мелкими потоками в теле ледника. Известны описания «мегадрумлинов», на которые накладывались друмлины меньших размеров (Rose, Letzer, 1977).

Экзарационные формы, или формы, созданные льдом, обладавшим глыбовым скольжением. Собственно экзарационный рельеф почти нацело лишен покрова ледниковых отложений, поэтому основные свидетельства его генезиса — морфологические. Различают два основных вида процесса экзарации — отрыв фрагментов пород ложа (или выпахивание) и истирание ложа обломками, включенными в основание ледника (или абразию). Следami этих элементарных процессов являются экзарационные микроформы (ледниковые зарубки, штриховка, шрамы и т. п.).

Из положительных экзарационных форм наиболее известны бараньи лбы и курчавые скалы, которые приурочены к прочным, чаще всего кри-

⁴ Необходимо заметить, что флютинг-моренами часто называют также формы гораздо меньших размеров, образовавшиеся под воздействием статического течения льда.

сталлическим, но сильно трещиноватым породам. По современным представлениям, асимметрия, характерная для подобных форм (крутой проксимальный и пологий дистальный склоны), объясняется интенсивной абразией напорного склона выступа ложа и выпаживанием противоположного вследствие разности давления льда, оказываемого им на склоны.

Необходимые для образования бараньих льбов соотношения между давлением льда и внутренними силами сцепления в породах ложа, по-видимому, могли быть весьма различными. В результате размеры бараньих льбов отличаются большим разнообразием — от единиц до сотен метров. Но, как правило, в одном и том же районе они обладают сходными размерами. Гигантские бараньи лбы высотой 300 м и более известны во многих областях древнего оледенения. Это «несимметричные скалы» в Канаде (Laverdiere, Dionne, 1969), «флигберги», или «формы средних размеров», в Швеции (Rudberg, 1973).

Типичные бараньи лбы являются результатом воздействия льда на первично неровную, холмистую поверхность, в зависимости от характера которой (например, первичной ориентировки форм) могли образовываться особые разновидности экзарационного рельефа. Одной из таких разновидностей являются многие сельги Карелии, выработанные в коренных породах. Для областей сильной экзарации, подобных Карелии, как известно, показательна тесная связь рельефа со структурными элементами (разломами, зонами контакта пачек пород), а также с различиями в прочности коренных пород. Главным агентом, «очистившим» участки тектонических нарушений, выходов более податливых пород и т. п., по-видимому, явилась экзарация, которая подчеркивала особенности рельефа ложа, особенно при совпадении направления движения льда и простиранья ослабленных участков ложа. Подобная избирательность экзарации не раз подчеркивалась в литературе (Последний ледниковый покров..., 1969; Асеев, 1974, и мн. др.). Поэтому направление многих сельг совпадает с простиранием разломов или отвечает сводам антиклиналей. В то же время их склоны несут следы экзарационной деятельности: курчавые скалы, ледниковую штриховку, шрамы (Геология четвертичных отложений..., 1967; Геология СССР, т. 1, 1971, и др.). Очевидно, что кроме сельг в природе имеется большое разнообразие экзарационных форм, развитие которых предопределено тектоникой, литологией и доледниковым рельефом.

В отсутствие условий, подходящих для сосредоточения выпаживания на каком-либо из склонов, возникали холмы и возвышенности, хотя и со следами интенсивной ледниковой обработки, но без ярко выраженной асимметрии дистального и проксимального склонов, подобные холмам коренных пород в области главного ледораздела последнего оледенения Скандинавии, где направление движения льда неоднократно менялось (Charlesworth, 1957).

В районах развития рыхлых коренных пород положительные экзарационные формы менее известны. Вероятно, здесь происходило преимущественно образование отрицательных элементов рельефа, поскольку породы не выдерживали сильного давления со стороны льда и быстро разрушались. Тем не менее можно предполагать экзарационное происхождение отдельных повышений в пределах гляциодепрессий. Как правило, они пологи, вытянуты по движению льда и сложены коренными породами, прикрытыми небольшим чехлом морены. Впервые образование подобных форм ледниковой эрозией в рыхлых коренных породах объяснил Д. Линтон (Linton, 1962). К числу положительных экзарационных образований могут быть отнесены также цоколи аккумулятивных «островных» ледораздельных возвышенностей, представляющих собой останцы более древних, доледниковых поверхностей, обособленных экзарацией.

При отсутствии существенных различий в прочности осадочных пород, в условиях сравнительно ровного доледникового рельефа, выпахивание и абразия не сосредоточивались в определенных местах, а распределялись достаточно равномерно на больших площадях. Так могли образовываться участки моренных равнин в пределах гляциодепрессий.

Отрицательные экзарационные формы по своим размерам сильно варьируют от скромных борозд ледникового выпахивания, только осложняющих другие элементы рельефа, до очень крупных экзарационных ложбин, котловин и низменностей ледникового выпахивания. Самые мелкие формы обычно связаны с ледниковой абразией — шрамы, небольшие борозды, придающие иногда поверхности своеобразный друмлинизированный вид, подобный рельефу некоторых мест Северной Эстонии (Ogviik, 1960).

Для многих районов в пределах Балтийского щита характерны экзарационные ложбины и котловины, вытянутые преимущественно по направлению движения льда. Показательны тесное соседство котловин озер с сельгами и друмлинами, следы ледниковой обработки бортов, крайне неровный характер днища. Так же как и для сельг, часто отмечается тесная связь со структурными элементами поверхности коренных пород. Некоторые из озер, в том числе и самые крупные, несомненно, существовали в доледниковое время. Например, для Онежского и Ладожского озер имеются геологические доказательства их древнего возраста. Ледник существенно их преобразовал, но все же действие его было довольно ограниченным. По нашим расчетам (Асеев, Маккавеев, 1977), позднеплейстоценовый Скандинавский ледниковый покров в зоне сильной экзарации (в основном в окраинных частях Балтийского щита) удалил в среднем слой коренных пород всего в 6—8 м. В пределах развития прочных коренных пород экзарация была в несколько раз слабее, чем в районах, сложенных рыхлыми осадочными породами.

К югу от Балтийского щита находятся крупнейшие формы ледниковой эрозии — понижения, выработанные ледниковыми лопастями и языками. Размеры ледниковой эрозии выявляются на основании балансовых подсчетов слоя денудированного ледниками материала, достигавшего иногда 100 м и более (Маккавеев, 1975). К выводу о большой величине ледниковой денудации на Северо-Западе Европейской части СССР пришел и В. А. Исаченков (1976).

Водно-эрозионные подледниковые формы пространственно и генетически связаны с описанными выше группами подледникового рельефа. Значительный морфологический эффект производили потоки талых напорных вод, которые в краевых частях ледника направлялись в сторону меньшего гидростатического давления. Действие их запечатлелось в виде рытвин подледного стока, нередко не считающихся с современным рельефом (Кудаба, 1972; Sissons, 1958). Эта группа генетически обнаруживает некоторое сходство с формами статического выдавливания, поскольку в обоих случаях важным фактором, повлиявшим на рельефообразование, является вес толщи льда.

Наряду с действием подледниковых напорных вод, как показано Г. И. Горецким в ряде работ (1967, 1972 и др.), ледниковое выпахивание сыграло значительную роль в формировании глубоких (до 200 м) врезов в поверхность коренных пород Русской равнины. Часть этих врезов полностью заполнена четвертичными, преимущественно гляциальными отложениями. Весьма вероятно, что эти врезы являются остатками древней эрозионной сети, в различной мере переработанной ледниками. Главное препятствие против признания большинства подобных депрессий чисто гляцигенными образованиями — отсутствие убедительной теории механизма их образования льдом (Асеев, 1974).

Следовательно, принципиальную схему подледникового морфогенеза можно представить следующим образом. При наибольших скоростях,

связанных с глыбовым скольжением, происходило образование крупных подледниковых форм: на рыхлых коренных породах — низменностей ледникового выпахивания, при прочном кристаллическом ложе — озерных ванн. В условиях более низких скоростей и постепенного перехода к преобладанию вязкопластичного течения формировались бараньи лбы, сельги, друмлины и др. Под влиянием статического давления неподвижного льда возникали преимущественно моренные гряды, отражающие рисунок трещин и ослабленных зон в основании льда. Формы медленного вязкопластичного течения и статического давления являются переходными от экзарационного рельефа к аккумулятивному.

По особенностям рельефа подледникового генезиса можно судить об интенсивности воздействия ледника на ложе. Однако некоторые формы рельефа, особенно созданные экзарацией в рыхлых осадочных породах, пока известны явно недостаточно.

В заключение необходимо отметить, что предлагаемая схема классификации по динамическому принципу не исключает возможности классификаций и по другим признакам: соотношению с рельефом коренных пород, составу моренных отложений и др.

ЛИТЕРАТУРА

- Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы. М., «Наука», 1974.
- Асеев А. А., Маккаев А. Н. Гляциальная геоморфология. Итоги науки и техники. Геоморфология, т. 4. М., 1976.
- Асеев А. А., Маккаев А. Н. Гляциоморфологические критерии эрозии древних материковых покровов Европы. В сб. «Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения», вып. 29. М., 1977.
- Вейнберс И. Г. Маргинальные формы рельефа (на примере западной Латвии). В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.
- Геология четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. Л., «Наука», 1967.
- Геология СССР, т. 1. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. Геологическое описание. М., «Недра», 1971.
- Горецкий Г. И. О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогенных отложений ледниковых областей. В кн. «Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины». М., «Наука», 1967.
- Горецкий Г. И. Ложбины ледникового выпахивания и размыва в их связи с краевыми ледниковыми образованиями. В сб. «Ледниковый морфогенез». Рига, «Зинатне», 1972.
- Исаченков В. А. Плейстоценовая экзарация и происхождение котловин крупных приледниковых озер Северо-Запада Русской равнины. В сб. «Природа и хозяйственное использование озер Северо-Запада Русской равнины», вып. 1. Л., 1976.
- Калесник С. В. Очерки гляциологии. М., Географгиз, 1963.
- Кудаба Ч. П. О генезисе гляцигенных рытвин. В сб. «Региональные исследования ледниковых образований». Рига, 1972.
- Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., «Наука», 1976.
- Луис Г. К. К теории ледниковой эрозии в долинах. В кн. «Вопросы геологии четвертичного периода». М., Изд-во иностр. лит., 1955.
- Маккаев А. Н. Опыт количественной оценки рельефообразующей роли древних ледников на Северо-Западе Европейской части СССР. «Геоморфология», № 2, 1975.
- Маккаев А. Н. О роли плейстоценовых оледенений в создании низменностей Северо-Запада Русской равнины. Тез. докл. Всес. межведомственного совещ. по изучению краевых образований материкового оледенения. Киев, 1976.
- Последний ледниковый покров на Северо-Западе Европейской части СССР. М., «Наука», 1969.
- Спиридонов А. И. Шошинско-Ламская моренно-гравистая низменность. В кн. «Рельеф Москвы и Подмосковья». М., Географгиз, 1949.
- Троицкий Л. С. Гляциальный морфогенез. В кн. «Оледенение Шпицбергена (Свальбарда)». М., «Наука», 1975.
- Флинт Р. Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Charlesworth J. K. The Quaternary era. With special reference to its glaciation, v. 2. London, «Arnold», 1957.
- Cowan W. R. Ribbed moraine, till — fabric analysis and origin. «Canad. J. Earth. Sci.», v. 5, No. 5, 1968.
- Czerwinski J. Niektóre elementy mikroreliefu na przodpolu Bréidamer — kurjökull (Islandia) i zagadnienie tzw. «fluted moraine». «Czas. geogr.», v. 44, No. 2, 1973.

- Foster J. D., Palmquist R. C. Possible subglacial origin for «minor moraine», topography. «Proc. Iowa Acad. Sci., 1969, v. 76». De Moines, Iowa, 1970.
- Gripp K. Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgschen Spitzbergen.— Expedition 1927. «Abhandl. Naturwiss. Vereins». Hamburg, Bd 22, H. 2—4, 1929.
- Laverdière C., Dionne J.-C. Les Roches dissymétriques de l'est du Lac Saint—Jean. «Rev. Géogr. Montréal», v. 23, No. 3, 1969.
- Linton D. L. Glacial erosion on soft rock outcrops in Central Scotland. «Biul. perigl. Łódzkie towarz. nauk», No. 11, 1962.
- Lundqvist J. Problems of the so called rogen moraine. «Sver. Geol. undersök», C, No. 648, 1969.
- Nielson D. N. Washboard moraines in Northeastern North Dakota. «Compass Sigma Gamma Epsilon», v. 47, No. 3, 1970.
- Orviku K. Eesti geoloogilise arengust antropogeenis I. «Eesti Loodus», № 1, 1960.
- Persson T. Geomorphological studies in the South—Swedish Highlands. Lunds, 1972.
- Rose J., Letzer J. M. Superimposed Drumlins. «J. Glaciol.», v. 18, No. 80, 1977.
- Rudberg S. Glacial erosion forms of medium size—a discussion based on four Swedish case studies. «Z. Geomorphol.», Supplement bd, № 17, 1973.
- Sissons J. B. Sub—glacial stream erosion in southern Northumberland. «Scott. Geogr. Mag.», v. 74, No. 3, 1958.
- Sparks B. W., West R. G. The Ice Age in Britain. London, «Methuen», 1972.
- Vernon P. Drumlins and pliestocene ice flow over the Ards peninsula Strangford Lough area, County Down, Ireland. «J. Glaciol.», No. 6, 1966.

Институт географии
АН СССР

Поступила в редакцию
16.V.1979

DYNAMIC CLASSIFICATION OF SUBGLACIAL LANDFORMS DUE TO ICE SHEETS AT PLAINS

A. N. MAKKAVEEV

Summary

A general scheme of genetic-dynamic classification is introduced for the landforms which came into being at the contact between ice and bedrock. Subglacial landforms may be presented as a continuous sequence as the rate of ice movement decreases, one type of movement changes into another and the mechanism of the relief formation is subsequently altered. Several large groups of subglacial origin are distinguished, i. e. those due to static extrusion, slow viscous-plastic flow, intensive viscous-plastic flow, exaration topography formed by ice-blocks sliding, as well as landforms due to erosion by subglacial pressure water.