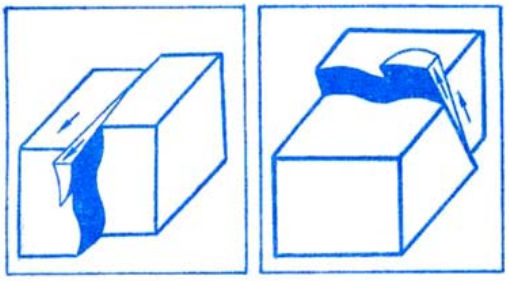
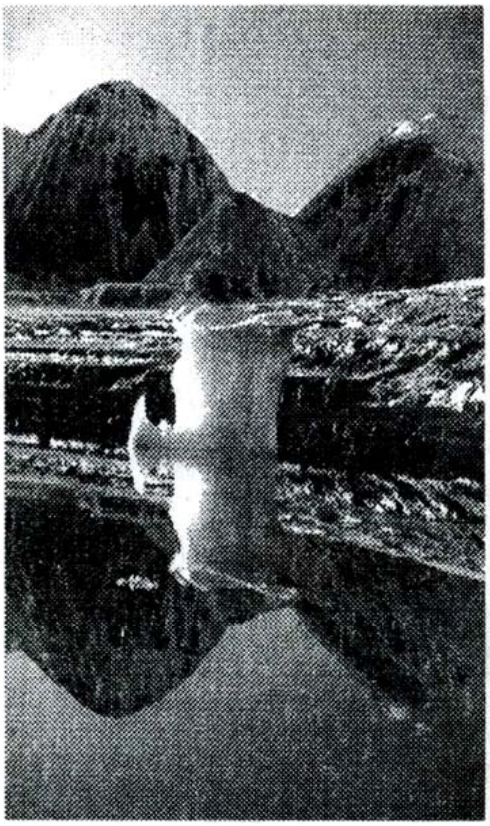
МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ





В.Г.Чувардинский

О ЛЕДНИКОВОЙ ТЕОРИИ

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОБРАЗОВАНИЙ ЛЕДНИКОВОЙ ФОРМАЦИИ

Апатиты
1998

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Комитет по геологии и природным ресурсам
Мурманской области (Мурмангеолком)
Открытое акционерное общество
Центрально-Кольская экспедиция

В.Г.ЧУВАРДИНСКИЙ

О ЛЕДНИКОВОЙ ТЕОРИИ. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОБРАЗОВАНИЙ ЛЕДНИКОВОЙ ФОРМАЦИИ

Апатиты
1998

УДК 551.24:551.248:551.4:551.87

В.Г.Чувардинский. О ледниковой теории. Происхождение образований ледниковой формации. - Апатиты, 1998. (“Мурмангеолком”, ОАО “Центрально-Кольская экспедиция”)

Основная часть монографии посвящена вопросам происхождения и формирования ледниковых форм рельефа и отложений - тех образований, которые принято рассматривать в качестве главных признаков покровных оледенений. Приводятся многочисленные системные доказательства разломно-тектонического происхождения экзарационного рельефа (бараньих лбов, курчавых скал, штриховки и полировки кристаллических пород, фиордов и шхерного рельефа).

Неотектоническая активизация Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ, движения по разломам фундамента обусловили формирование “ледникового” рельефа платформ. Сквозьчехольные разрывные нарушения взбросового и сдвигового типа привели к образованию многочисленных отторженцев и “гляциодислокаций”, приразломных валов и грядового-холмистых комплексов (“конечно-моренных поясов”). Приводятся новые материалы и анализируются опубликованные данные по литологии и условиям формирования разных типов валунных отложений. Доказывается их неледниковый генезис. Разработана принципиально новая методика валунных поисков рудных месторождений, основанная на тектоническом генезисе и тектоническом вдольразломном перемещении валунно-глыбового материала. Рассматриваются палеогеографические аспекты четвертичного и пермско-карбонового ледниковых периодов. Для геологов, геоморфологов, палеогеографов.

Рецензент

доктор геолого-минералогических наук, профессор Н.Г.Чочиа
(Горный институт, Санкт-Петербург)

Выпущено по заказу ОАО “Центрально-Кольская экспедиция”

© ОАО “Центрально-Кольская экспедиция”

MINISTRY OF NATURAL RESOURCES
OF THE RUSSIAN FEDERATION

**Committee on the Geology and natural resources
of the Murmansk region (Murmangeolcom)
Joint-stock company Central Cola Expedition**

V.G.CHUVARDINSKY

ON THE GLACIAL THEORY
ORIGIN OF GLACIAL FORMATIONS

Apatity
1998

UDK 551.24:551.248.4:551.87

V.G.Chuvardinsky. On the glacial theory. Origin of glacial formations. - Apatity, 1998 (“Murmangeolcom”, Joint-stock company “Central Kola Expedition”).

The principal part of the book is devoted to problems of origin and formation of glacial shapes of relief and deposits, i.e. those formations which are usually considered as the main signs of continental glaciations. Large number of system proofs of tectonic fault origin of exarational forms of relief (roches moutonnées, stoss ends, striated and polished of surfaces of crystal rocks, fiords and skerries) is presented.

Formation of glacial relief on the East European and West Siberian platforms was caused by neotectonic activization and movements along faults in crystal basement. Movements along faults led to formation of numerous erratic masses “glacial dislocations”, near-fault swells, ridge-hill complexes (end moraine belts).

New materials are presented and published data on lithology and conditions of formation of different types of boulder deposits are analysed, their non-glacial genesis is proved.

Principally new method of boulder prospecting based on tectonic genesis of boulders and their movement along faults zones has been worked out.

Paleogeographic aspects of Quaternary and Permian-Carbon glacial periods are examined. The book is of interest for geologists, geomorphologists and paleogeographers.

Reviewer:

Professor N.G.Chochia
(Mining Institute, St.Petersburg)

Published under the order of Joint-stock company
“Central Kola Expedition”

© Joint-stock company
“Central Kola Expedition”

Посвящается памяти
Ивана Григорьевича Пидопличко (1905-1975) -
основоположника теории антигляциализма

“Процесс научного познания -
это почти всегда противостояние
меньшинства, а то и одиночек,
большинству”.

Академик Г.И.Марчук (1991)

ВВЕДЕНИЕ

Согласно ледниковой теории, в четвертичный период равнины умеренных широт северного полушария, Балтийский и Канадский щиты неоднократно покрывались мощными (до 3-4 км толщиной) материковыми льдами. Во время максимального оледенения ледниковые покровы занимали 45 млн км^2 территории суши или почти третью часть ее (Зимы нашей планеты, 1982).

Ныне, про прошествии 150 лет со времени создания учения о ледниковом периоде, оно стало незыблемым. На основе ледниковой теории разрабатываются стратиграфические схемы четвертичных отложений, ведется их картирование, составляются палеогеографические, геоморфологические, инженерно-геологические карты.

Смежные науки - зоогеография, ботаническая география, экология, ландшафтоведение - в своей деятельности также руководствуются основными положениями ледниковой теории. Количество научных трудов, доказывающих существование ледникового периода и число публикаций, основанных на методических разработках ледниковой теории, исчисляются сотнями тысяч.

По подсчетам А.В.Лапшина (1988) в анналах ледниковой теории имеется 200 гипотез о причинах ледниковых периодов и число их неуклонно продолжает расти.

50 лет назад с критикой ледниковой теории выступил палеонтолог и палеозоолог Иван Григорьевич Пидопличко (1905-1975). На основе палеозоологических и палеоботанических данных и материалов по четвертичной геологии Европейской части СССР и Западной Сибири он пришел к выводу об отсутствии материковых оледенений равнин умеренных широт в четвертичном периоде (Пидопличко, 1946, 1951, 1954, 1956). Его поддержал П.С.Макеев (Пидопличко, Макеев, 1955).

Антигляциалистическая концепция И.Г.Пидопличко была встречена в ученой среде неприятием, резкой критикой, публичными обвинениями на собраниях и в печати в ”реакционной сущности”, “антинаучности”.

Коллективы ученых Академии наук СССР и некоторых вузов были приведены в движение. Принимались резолюции о “реакционной сущности” и

“вредоносности” взглядов И.Г.Пидопличко, о запрете печатания его книг, о чем информировались соответствующие органы.

Вот одно из типичных выступлений на Совещании 13-16 января 1953 г. в Москве, созванном для “разбора взглядов” И.Г.Пидопличко: “Пидопличко не понимает, на какую стройную, подтвержденную миллионами фактов теорию, поднимает он руку ... Вред, приносимый книгами Пидопличко, огромен. Ошибкой была столь длительная безнаказанность сочинений Пидопличко, непростительная терпимость к его домыслам ... Предлагаю формулировки Е.В.Шанцера о реакционной сущности взглядов И.Г.Пидопличко и П.С.Макеева внести в решение данного собрания“ (Ю.К.Ефремов, 1955).

Тем не менее, некоторые зоологи, ботаники и географы поддержали основные выводы И.Г.Пидопличко, привели многочисленные факты, противоречащие теории материковых оледенений (Г.У.Линдберг, П.С.Макеев, В.Н.Васильев, Е.Н.Кондратюк, М.В.Клоков, А.П.Маркевич).

Иван Григорьевич Пидопличко (1905-1975) - основоположник теории антигляциализма (март 1949 г.)

В 50-60-х годах многие геологи и географы пришли к выводу, что Западная Сибирь и северо-восток Европейской части России материковым оледенениям не подвергались. Мощные толщи валунных суглинков накапливались в морских бассейнах, трансгрессировавших на эти равнины в плейстоцене. Разнос валунного материалы осуществлялся припайными льдами и айсбергами (работы А.И.Попова, Г.И.Лазукова, И.Л.Кузина, И.Д.Данилова, Б.Л.Афанасьева, И.Л.Зайонца, Р.Б.Крапивнера, Н.Г.Чочиа, В.Д.Безродного, В.С.Зархидзе, П.П.Генералова).

Это было крупным достижением геологической науки и в значительной мере поколебало устои ледниковой теории. Однако новая концепция в целом

мало затрагивала методологию ледниковой теории. Большинство сторонников новой “гляциомаринистической” концепции вполне допускало существование оледенений в горном обрамлении Западной Сибири, на Восточно-Европейской платформе и, почти все - на Балтийском щите. По-прежнему геолого-геоморфологические критерии, лежащие в основе ледниковой теории, оставались практически незыблемыми.

Поэтому нет ничего удивительного, что дискуссия по проблеме оледенения Западной Сибири и Европейского Севера идет с переменным успехом, несмотря на то, что критиками ледниковой теории собран богатейший материал, доказывающий ледово- и ледниково-морское происхождение валунных суглинков этих территорий и структурно-тектонический генезис краевых ледниковых образований.

Более того, “ледниковые” геолого-геоморфологические критерии позволяют расширять площади плейстоценовых оледенений. Так, М.Г.Гросвальд, В.А.Астахов, А.С.Лавров и ряд других ученых выдвинули идею перекрытия шельфа арктических морей мощными покровными ледниками толщиной до 2-3.5 км. Мало того, утверждается, что центры оледенений находились именно на дне этих морей, а не на горном обрамлении равнин, как это было принято считать, и как, соответственно этому, на картах и схемах располагались пояса конечных морен, перемещались отторженцы и валуны, ориентировались пологие склоны бараньих лбов. С утверждением новых морских центров оледенений (Баренцевоморского и Карскоморского) изменилась и прежняя ориентировка ледниковых образований и направление переноса валунов. На схемах, составленных Гросвальдом (1983, 1988) для Западной Сибири, в плановом расположении конечных морен появилась дугообразность с ориентировкой вогнутой стороны навстречу движению Карского ледника. Необычайно увеличена протяженность конечных морен - теперь они тянутся несколькими сплошными поясами через всю Западную Сибирь.

И даже некоторые бараньи лбы своим пологим изборожденным лбом оказались обращенными навстречу движению нового ледника. Такие нашлись в горах Бырранга и на о.Диксон (В.И.Астахов, 1978).

“Ледниковые” критерии позволили Е.И.Селиванову (1984) установить наличие плейстоценового оледенения даже в пустыне Кара-Кум. Известно, что акад. В.Р.Вильямс неоднократно высказывал идеи о плейстоценовом оледенении Крыма. Не поддержанные в свое время, они нашли воплощение в статье В.Г.Ена, Н.И.Лысенко, А.Г.Кузнецова (1985), которые на основе ледниковой методологии доказывают покровное оледенение Горного Крыма.

Признаки, разработанные на примере следов четвертичных оледенений, широко применяются для реконструкции покровных оледенений и более древних эпох. Сенсационным стало установление в Африке, кроме пермско-карбонового, еще одного покровного оледенения - ордовикского. В пустыне Сахара были выявлены ленточные глины, а на обнажениях ордовикских песчаников - штриховка, бараньи лбы, серповидные выемки, исполиновы котлы (выточенные по мнению исследователей ледниковыми водами). Это дало основание считать, что огромный ледниковый щит покрывал Сахару, Алжир, Ливию, Марокко, Тунис и часть Египта (Фейрбридж, 1982). И хотя такие выводы находятся в явном противоречии с

палентологическими данными - в осадках ассоциирующихся с ленточными глинами и в самих ленточных глинах выявлены остатки тепловодных ископаемых (трилобитов, брахиопод и др.), геолого-геоморфологические “ледниковые” критерии оказались определяющими.

Главной задачей настоящей работы являлось установление генезиса “ледникового” рельефа и “ледниковых” отложений, особенно тех образований, которые относятся к категории наиболее важных критериев, являются методологической основой учения о ледниковом периоде.

В связи с определяющим значением форм экзарационного рельефа для установления “несомненных и ярких” следов четвертичных и более древних оледенений, а также в связи с тем, что даже “маринисты” не видели альтернативы их ледниковому генезису, автор в своих полевых исследованиях уделял особое внимание изучению этих типов рельефа. В первую очередь это относится к таким хрестоматийным формам ледниково-экзарационного рельефа как полировка и штриховка скальных пород, бараньи лбы и курчавые скалы, фиорды и шхерный рельеф, “экзарационные” озерные котловины, а также эворзионные котлы вытачивания, серповидные выемки.

С целью установления механизма их формирования, автор провел многолетние исследования на Кольском п-ове, в Карелии, Ленинградской области (Карельский перешеек), в Казахстане (район оз.Балхаш), на Кавказе, в Крыму. При этом наиболее детальные исследования проводились в районах наиболее типичного, эталонного развития этого рельефа (шхерные, фиордовые берега Белого и Баренцева морей, Ладожского и Онежского озер).

Второй важной задачей являлось изучение “аккумулятивно-ледниковых” и структурных (“гляциотектонических”) типов и групп рельефа и установление их генезиса. Эти типы рельефа (озы, камы, краевые образования, “гляциодислокации”, отторженцы) изучались автором на территории восточной части Балтийского щита, в Западной Сибири, в Белоруссии, на Печоре. Решению этих сложных вопросов способствовал огромный фактический материал, собранный многими учеными, исследовательскими коллективами. Из наиболее ценных опубликованных материалов необходимо отметить исследования П.П.Генералова, Г.И.Горецкого, Э.А.Левкова, Р.Б.Крапивнера, И.Л.Кузина, В.А.Голубева, И.Л.Зайонца, Н.Г.Чочиа.

Третьей задачей являлось изучение валунных отложений, способов их формирования. Особое внимание уделялось вопросам генезиса “донной морены”, происхождению эрратических валунов, механизму формирования конусов рассеивания валунов (в том числе рудных валунов). Здесь, наряду с оригинальным материалом по восточной части Балтийского щита, тоже широко привлекались опубликованные данные. Особо ценные материалы, как представляется автору, содержатся в монографиях Ю.А.Лаврушина (1969, 1976), Е.В.Рухиной (1973), Г.С.Бискэ (1959), А.А.Кагана и М.А.Солодухина (1971), в коллективной работе “Кристаллические руководящие валуны Прибалтики” (Х.Вийдинг и др., 1971), в публикациях финских геологов.

Важное значение для познания проблемы оледенений имеет изучение современных гляциальных и ледово-морских процессов. Ледниковые процессы изучались автором на Северном Кавказе (ледники Алибек и Аманауз), а явления захвата и разноса валунного материала припайными льдами - в Белом и, отчасти, Азовском морях. Широко использовались опубликованные данные по

современному материковому и горно-долинному оледенению, а также работы таких крупных гляциологов как П.А.Шумский, У.Патерсон, У.Бадд, И.А.Зотиков, Л.Ллибутри, С.В.Калесник.

Основываясь на данных последних десятилетий, можно сказать, что четвертичный период был не ледниковым, а тектоническим периодом. В этом периоде имела место (и продолжается ныне) тектоническая активизация платформ, открытых к Северному Ледовитому океану, произошли крупные нарушения в фундаменте и чехле, с образованием многочисленных отторженцев и дислокаций, надразломных структур сжатия (“конечно-моренных поясов”). Широкое развитие неотектонические процессы получили на Балтийском и Канадском щитах. Поэтому изучению разломно-тектонических явлений, доказательствам тектонического происхождения экзарационного и других типов “ледникового” рельефа автор посвятил не менее 15 лет (исследования велись, главным образом, в Карело-Кольском регионе).

Автор глубоко признателен руководству “Мурмангеолкома” и Центрально-Кольской экспедиции А.В.Лебедеву, О.Я.Даркшевичу, В.П.Дубягину, В.А.Чапину, Н.В.Пакулиной за содействие в работе и издании монографии. Весьма благодарен он профессору Н.Г.Чочиа и главному специалисту по геологической съемке В.В.Паничеву, взявших на себя труд рецензирования книги.

“... Лишь с очень малым основанием
можно говорить о леднике,
как факторе
подготавливающим материал морен,
т.е. эродирующим”.

Проф. К.К.Марков (1986)

Глава 1

ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ

1.1. Динамика и геологическая деятельность ледников

Согласно ледниковой теории, в четвертичном периоде ледники переместили из Фенноскандии валуны кристаллических пород на расстояние в сотни и тысячи километров, дислоцировали отложения мезозоя и палеозоя, выпахали глубокие ложбины в коренных породах.

Яркие следы экзарационной деятельности ледника приводятся для территории Балтийского и Канадского щитов: полировка и штриховка скал, бараньи лбы и курчавые скалы, шхеры, фиорды, озерные котловины. Представления о ледниковом разносе валунов положены в основу методики валунных поисков.

Поэтому рассмотрение вопросов динамики и геологической деятельности современных ледников важно для понимания критериев, лежащих в основе ледниковой теории.

Динамика ледников

Движение ледников обусловлено несколькими механизмами деформации льда, которые зависят от его структуры, величины напряжений, температуры, наклона ложа и формы поверхности ледников.

В ледниковых щитах, лежащих на плоском основании, движение льда определяется наклоном (формой) поверхности ледника. Здесь действует гравитационная нагрузка льда, а касательные напряжения близ ложа близки к нулю или незначительны. В таких ледниковых куполах происходит медленное растекание льда по закону течения вязкопластичных тел.

В горно-долинных ледниках, где ледяные массы движутся по наклонному ложу, наряду с гравитационным давлением, у ложа возникают заметные касательные напряжения. Совокупность этих напряжений, а также особенности температурного режима льда и вызывают движение глетчеров.

Лед способен деформироваться даже при приложении очень малой нагрузки, если она действует длительное время (Гляциологический словарь, 1984). Это, видимо, и приводит к тому, что природные массы льда по своей структуре представляют пакеты тонких и тончайших элементарных пластинок, которые под воздействием даже небольших напряжений легко перемещаются относительно друг друга (Евтеев, 1964; Шумский, 1969). При касательных напряжениях порядка 1 кг/см^2 во льду образуются более крупные сколы и происходит скольжение пластин льда вдоль плоскостей сколов. При сочетании подобных касательных напряжений с большими вертикальными нагрузками и температурами льда, близкими к нулю, на плоскостях скольжения происходит плавление льда, что способствует

скольжению как элементарных пластинок, так и пластов льда по внутриледниковым сколам (Шумский, 1969).

Вязкопластичное движение ледниковых масс, смещения по внутриледниковым сколам - будь то элементарные ледяные пластинки или пакеты пластинок, не обеспечивают выпахивания ложа и перемещения валунов в донных частях ледников. Поэтому установленные гляциологами закономерности движения ледяных масс, вызвали скептицизм геологов и географов палеогеографического направления. Не соглашаясь с современной теорией динамики льдов, П.С.Воронов и М.Г.Гросвальд (1966) писали: "движение льда по плоскостям внутриледниковых сколов, иными словами, скольжение льда по льду ничего объяснить не могут".

При вязкопластичном движении ледников возможно смещение в режиме скольжения. В этом случае можно ожидать перемещения обломочного материала придонными частями ледника. Этот вопрос, а также вопросы экзарации ложа будут рассмотрены ниже.

Для понимания особенностей динамики масс льда важными являются результаты изучения движения льда в разрезе ледников. Наблюдения за искривлением ствола скважин в ледниках и расчетные данные выявили следующую особенность: нижние слои льда в 2-10 раз движутся медленнее, чем вышележащие ледяные толщи[1]. Такое движение льда присуще покровным и горно-долинным ледникам, несмотря на то, что последние имеют значительный уклон ложа (Бадд, 1975; Патерсон, 1972; Шумский, 1969).

На рис.1, 2 приводятся эпюры скоростей движения льда в поперечном сечении материкового и долинных ледников. На графиках видно, что скорость перемещения льда резко снижается и почти прекращается в придонных частях ледника[2]. Из анализа эпюр следуют важные выводы:

1) движение верхних и средних горизонтов льда сильно опережает перемещение приподошвенных слоев ледника; 2) верхние и средние толщи льда в процессе движения будут постоянно сползать к основанию ледника, упреждая продвижение придонных слоев, блокируя их. При таком механизме движения остается нерешенным главный вопрос: перемещение валунов донными частями ледников на существенное расстояние[3].

Рассмотренные примеры относятся к ледникам, у которых идет процесс донного таяния и возможно скольжение льда у ложа, т.е. к так называемым теплым (умеренным) ледникам.

А какова динамика придонных частей ледника при отсутствии донного плавления? Мнение гляциологов на этот счет вполне определенно: "если температура у ложа ниже плавления льда, то скорость скольжения льда у ложа равна нулю", пишет И.А.Зотиков (1977). У.Патерсон, П.А.Шумский, Л.Ллибутри, Б.А.Савельев, У.Бадд, К.Ф.Войтковский и другие гляциологи также пришли к выводу, что придонные слои ледников, имеющих температуру ниже точки плавления (под данным давлением) не движутся, они приморожены к ложу. П.А.Шумский и М.С.Красс (1983) в связи с эти указывают: скорость скольжения льда по дну может отличаться от нуля лишь при условии донного таяния льда, так как прочность смерзания льда с горными породами превышает прочность льда и при отрицательных температурах движение возможно только при разрывах внутри льда. То есть при отрицательных температурах льда под данным давлением, нижние части ледника неподвижны.

---

[1] Придонные слои Антарктического ледникового щита в районе полюса движутся в 100 раз медленнее, чем вышележащая толща льда, несмотря что лед на дне находится в режиме плавления (McCines, Radok, 1984).

[2] На рис.1 Е.В.Шанцером (1966) сильно преувеличена мореносодержащая зона ледника. В масштабе данной схемы она должна составлять порядка микрона.

[3] П.А.Шумский (1978) считает, что" если исключить геологические масштабы времени, дно ледника можно считать неподвижным".

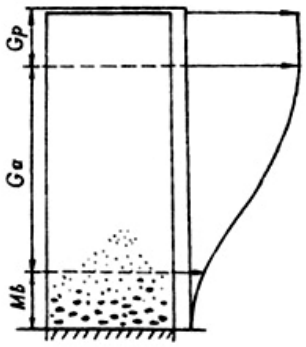


Рис.1. Схема эпюры скоростей движения льда в вертикальном сечении материкового ледника (по Е.В.Шанцеру, 1966)
Gp - зона пассивного движения льда, Ga - зона активного движения льда, Mb - мореносодержащая зона ледника

Вследствие отрицательных температур на дне, и отсутствия донного таяния даже такой мощный ледниковый щит как Гренландский, приморожен к ложу и его придонные части не участвуют в общем движении льда (рис.3) (Фриструп, 1964).

Выводы Б.Фриструпа подтверждаются результатами определения возраста придонных слоев льда из ледяного керна скважины на станции Дай-3 - 125-150 тыс.лет (Marshall, Kuivinen, 1981). Придонные слои льда в этой части Гренландии простояли на месте всю вюрмскую ледниковую эпоху и не выполняли работу по выпахиванию ложа.

Резюмируя изложенное, можно еще раз подчеркнуть, что холодные ледниковые щиты и ледниковые купола не производят экзарацию ложа и перемещение валунов в своей донной части. Вследствие отрицательных температур и отсутствия донного таяния нижние слои таких ледников приморожены к ложу и консервируют рельеф. Движение масс льда в таких ледниках идет по плоскостям внутриледниковых сколов в виде смещения элементарных пластинок льда или более мощных ледяных пластов. Неучастие нижних слоев льда в движении ледниковых масс связано с эффектом агдезии: прочность смерзания льда с подстилающими грунтами в несколько раз превышает прочность льда и при действии сдвиговых напряжений происходит разрыв не по границе лед-грунты, а внутри льда.

Малая прочность льда на скалывание по сравнению с обломочными, а тем более кристаллическими породами, приводит к тому, что ледник не может дислоцировать и перемещать подстилающие породы. Приложение напряжений сдвига к границе лед-грунт неизбежно вызывает скалывание внутри льда, а не в толще грунтов. Более того, те части ледника, к подошве которых примерзают грунты (замороженный лед) отсекаются от ледника. Согласно П.А.Шумскому и М.С.Крассу (1983), другим гляциологам, скольжение может иметь место в чистом льду или при малом содержании в нем минеральных частиц. В замороженном льду резко возрастает сила сухого трения, скольжение прекращается, происходит скалывание льда и движение его поверх замороженных частей.

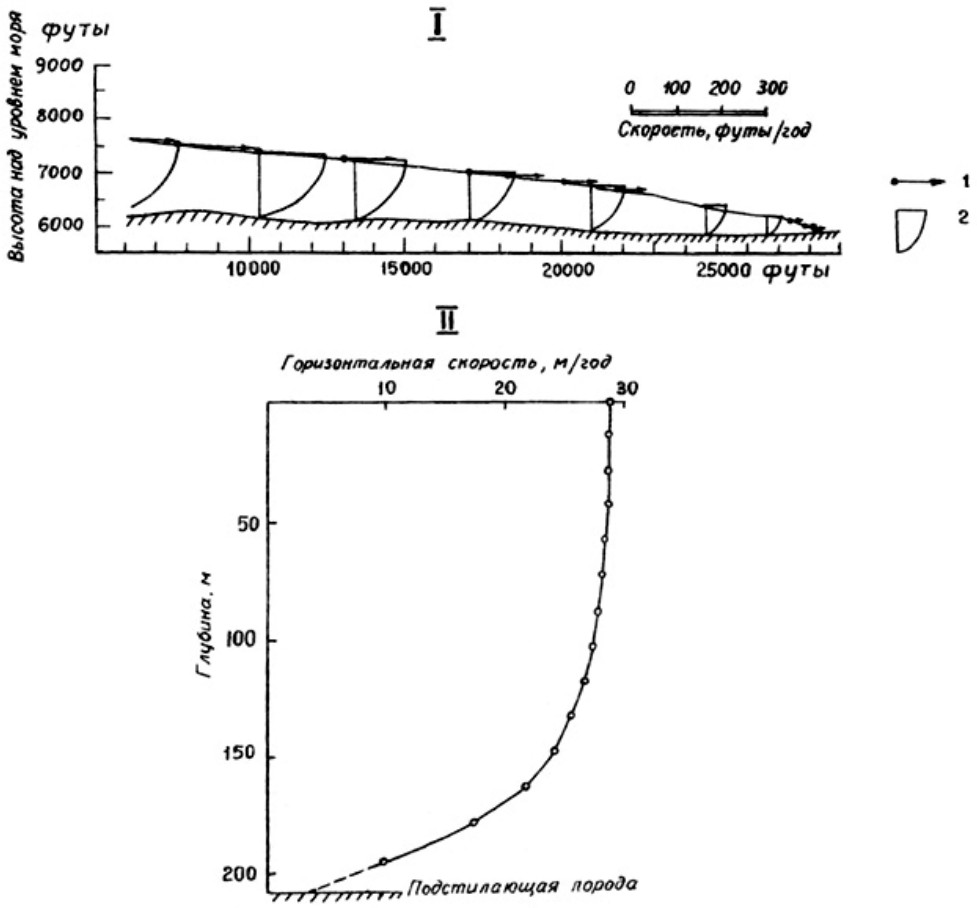


Рис.2. Изменение скоростей движения льда в разрезе долинных ледников
I - поперечное сечение ледника Саскачеван, Канада и профили движения льда (по У.Бадду, 1975): 1 - измеренный вектор скорости движения льда, 2 - расчетный профиль скорости движения льда (в футах) в зависимости от глубины; II - изменение горизонтальной скорости ледника с глубиной. Ледник Атабаска, Канада (по У.Патерсону, 1972)

Более сложна динамика теплых ледников, т.е. ледников, имеющих температуры льда, близкие к положительным значениям. В придонных частях таких ледников идет таяние льда. Донное таяние имеет место и в таком казалось бы сверххолодном леднике, как Антарктический ледниковый щит, где оно характерно для 70% подледной территории (Гляциологический словарь, 1984; Зотиков, 1977). Этот феномен объясняется действием геотермического потока тепла, которое в сочетании с большой мощностью льда (порядка 2.7-3 и более км), его низкой теплопроводностью, вызывает повышение температуры льда на дне, вплоть до его плавления. Определенную роль в этом играет сила трения (там, где она имеет место) и давление толщи льда,

которое понижает температуру плавления льда на 0.69° на каждые 1000 м толщины ледникового щита.

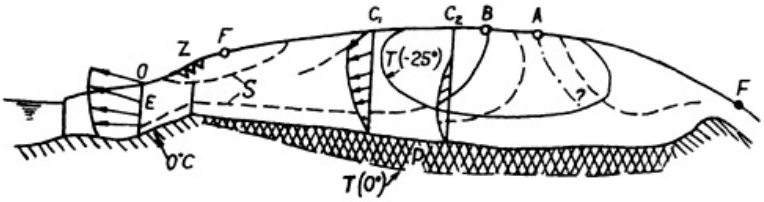


Рис.3. Обобщенная схема Гренландского ледникового покрова. Движение и температурное состояние льда (по Б.Фриструпу, 1964)

F - снеговая линия, S - линия сечения, C_1, C_2 - профили скоростей движения льда, E - выводной ледник, D - зона развития ледниковых трещин, A - кинематический ледораздел, B - гидрографический ледораздел, T (25°) - изотерма - 25°C по Робину, T (0°) - изотерма 0°C, P - многолетняя мерзлота

Донное таяние в Антарктиде обеспечивает существование водной смазки на ледниковом ложе и следовательно возможность движения ледниковых масс в режиме глыбового скольжения. Однако, если такое скольжение и имеет место, скорость его крайне незначительна. По данным И.А.Зотикова (1977) в центрально-ледниковой зоне Антарктиды для продвижения льда на расстояние всего 50 км требуется более 1 млн лет (т.е. на столь незначительное продвижение ледника не хватает продолжительности четвертичного периода). Несколько быстрее перемещаются льды в районе ст.Восток. По тем же расчетам расстояние 150 км они преодолевают за 150-200 тыс.лет.

Наличие донного плавления не обязательно означает, что льды перемещаются путем глыбового скольжения всей своей массы. По расчетам Б.Маккинеса и У.Радока (1984) в районе Южного полюса, где толщина льда порядка 2500 м, возраст придонных слоев льда около 250 тыс.лет, а на глубине
200 м от дневной поверхности около 2-2.2 тыс.лет, т.е. устанавливается более чем 100-кратное отставание (или удревление) нижних горизонтов льда от движения верхней части антарктического ледника[1]. Здесь очень трудно говорить о возможности переноса валунного материала придонными частями льда из центра оледенения к его периферии, как это принято безоговорочно считать в приложении к четвертичным “ледниковым лишаям”.

Само по себе движение льдов в режиме скольжения еще не означает обязательного выпахивания ложа и перемещения масс обломочного материала в их придонной части. В Антарктиде об отсутствии экзарации и валупереноса свидетельствует наличие подледных бассейнов, которые существуют, как полагают, уже миллионы лет (Зотиков, 1977; Лосев, 1982, 1986; Oswald, Robin, 1984).

При принятой скорости таяния у ложа порядка нескольких миллиметров в год, за это время здесь должна была растаять толща льда мощностью в несколько тысяч метров. Поэтому эти исследователи правомерно приходят к выводу о крайне слабой ледниковой эрозии и ничтожном содержании моренного материала в донной части Антарктического ледника (по крайней мере там, где развиты озера), иначе эти озера были бы давно засыпаны мореной.

---

[1] По П.А.Шумскому (1967) возраст придонных слоев Антарктического ледникового щита еще более древний - более 400 тыс.лет. Практически весь четвертичный период придонные слои льда, которые, согласно ледниковой теории должны переносить валуны и формировать морену, простояли на месте.

В работах, посвященных теории движения ледников (И.Вертман, П.А.Шумский, Л.Ллибутри, Дж.Най, У.Кемб), необходимым условием скольжения льдов является наличие на ложе водной смазки, т.е. необходим процесс донного таяния. Толщина этой водной пленки, как полагают, составляет порядка микрона, но она способствует тому, что ледник при своем движении испытывает пренебрежительно малое сопротивление. По этим же авторам скольжение ледника по неровному ложу происходит путем сочетания двух процессов: 1) режеляции - таяния на проксимальных склонах при повышенном давлении, перетекании воды по пленке и замерзании ее на дистальных склонах при понижении давления; 2) обтекания льдом неровностей рельефа.

Таким образом, для движения ледника в режиме донного скольжения необходимо как можно меньшее ("пренебрежительное малое") трение льда о ложе. Что касается мелких неровностей рельефа, то согласно этим же работам, ледник обтекает их, а не срезает, как это принято трактовать в рамках ледниковой теории.

Представляется, что в "теплых" ледниках на границе лед-ложе может существовать некоторый буферный слой льда с температурой плавления или близкой к ней. Этот слой пломбирует и сглаживает неровности рельефа, способствуя удержанию водной пленки на выровненной, сглаженной поверхности и, тем самым, скольжению ледника. Эти условия могут рассматриваться как один из вариантов теории скольжения.

Таким образом, имеющиеся модели движения ледников не дают основания приписывать им большую экзарационную деятельность и способность перемещать донно-моренный материал на значительное расстояние.

В случае с холодными ледниками (Гренландский ледниковый щит) придонные части ледника не участвуют в общем движении масс льда, они приморожены к ложу и не выполняют необходимой экзарационной и транспортирующей работы.

В то же время особенности движения "теплых" глетчеров и Антарктического ледникового щита, находящегося в режиме донного таяния, таковы, что наличие водной или водно-ледниковой смазки на их ложе хотя и может обеспечить режим скольжения, но и одновременно сводит к минимуму трение и предохраняет ложе от экзарации. Эти выводы довольно близки выводам гляциолога В.Г.Ходакова, который на основании изучения современных ледников, констатирует: при ламинарном типе движения, характерным для покровных ледников, "сила донного трения так велика, что пограничный с ложем слой льда неподвижен, и поэтому ледник не воздействует на ложе. В случае чистого скольжения (идеальная смазка на ложе) донные скорости максимальны, но ледник тоже не воздействует на ложе из-за слишком малого трения" (В.Г.Ходаков, 1969, с.72).

Движение ледника в режиме трения и экзарации может, видимо, происходить в горных ледниках на участках их очень крутого падения. Такое движение льда подобно движению оползневых масс (в том числе и каменных глетчеров) и подобно оползням оно может вызвать некоторое изборождение поверхности пород, в том числе и образование отдельных штрихов, борозд, выбоин и т.п.

В горных условиях возможно и подледниковое оползание разжиженных рыхлых отложений, особенно глинистых. Ледник в таких случаях может смещаться вместе с этими оползающими массами - на их поверхности, как на своеобразной ленте транспортера. Следует, однако, иметь ввиду, что, как показывают натурные исследования, наличие водной смазки и крутое падение ледникового ложа еще не обуславливает скольжение ледника по ложу. Более того, даже пульсирующий ледник Медвежий (Памир) во время своих быстрых подвижек смещался путем скольжения верхней части по нижней по крупным внутриледниковым сколам, а не по ложу (Долгушин, 1982). И только в языковой части ледника избыточные массы льда двигались по грунтам.

Концевым частям ледников, особенно горно-долинным и выводным, присуще восходящее перемещение обломочного материала по плоскостям внутриледниковых сколов. Образование сколов (чешуйчатых надвигов) связано с давлением вышележащих масс льда на потерявшие движение языковые части льда, что вызывает их восходящие движения. Нередко

этот процесс идет с перемещением обломков пород и пластов грунта, примерзших к плоскостям скользящих чешуй льда.

Наши наблюдения на ледниках Алибек и Аманауз (Северный Кавказ) показывают, что песчано-галечный материал, перемещаемый по плоскостям сколов, находится внутри пластов режеляционного и режеляционно-инфильтрационного льда, как бы упакован в эти вторичные льды. Это способствует скольжению полос мореносодержащего льда по внутриледниковым сколам с минимальным трением.

Надвигово-чешуйчатая природа мореносодержащего льда в отдельных частях ледниковых языков создает имитацию большей мощности придонной морены.

Моренный материал в ледниках

Ледники горно-долинного типа на своей поверхности транспортируют большое количество обломочного материала. Этот материал поставляется с горных склонов, нависающих над ледником, в результате осыпей, обвалов, лавинной транспортировки и т.п. Определенное количество каменного материала попадает и на поверхность выводных ледников, если они стекают по фиордообразным долинам или на их пути имеются нунатаки. Рельефообразующая роль долинных глетчеров хорошо известна. Они формируют конечные, боковые и срединные моренные гряды, а также абляционные морены. На многих ледниках поверхностная морена постепенно погружается в лед, иногда достигая его дна, а частью сгружается в поперечные ледниковые трещины, переходя во внутреннюю и донную морену.

На поверхности ледниковых щитов и куполов моренный (осыпной) материал практически отсутствует, за исключением участков горных вершин, выступающих из-под льда. В то же время изучение разрезов ледников с помощью бурения и в естественных обнажениях показывает, что моренный материал в нижней части покровных и горных ледников имеется. Как правило, мощность мореносодержащего льда невелика. В Антарктиде она составляет не более 6-7 м и достигает 40 м в районе оазиса Бангера (Евтеев, 1964), на участке слияния выводных ледников.

Процентное содержание моренного материала в слое мореносодержащего льда в Антарктиде низкое - в среднем 1.6% (Евтеев, 1964). Еще ниже среднее содержание моренного материала в мореносодержащем льду в Гренландии. В скважине в Кэмп-Сенчури, пробурившей ледниковый щит на всю его толщину, ледяной керн только последних 15.7 м содержал мелкий минеральный детрит, средняя весовая концентрация которого составляла 0.24%. Остальная толща (1360 м) льда минеральных включений не имела (Herren, Langway, 1979).

Таяние Антарктических льдов, с отмеченной мощностью мореносодержащего льда, даст слой морены всего 0.1-0.7 м, а Гренландского и того меньше.

Крайне низкое содержание обломочного материала характерно для донных частей меньших по размеру покровных ледников Арктики. Чаще всего моренный материал в их придонной части отсутствует. Так, по данным бурения в леднике Вавилова (Северная Земля) в донной его части морены практически нет, если не считать за нее отдельные минеральные зерна размером до 3 мм (Морев и др., 1981). Ранее на фактическое отсутствие донной морены в ледниках Северной Земли указывала Н.Г.Загорская (1961). Бурение ледника на о.Гукера на Земле Франца-Иосифа также показало отсутствие в нем моренных включений (Суходровский, 1967). Недавним разбуриванием ледникового покрова на Шпицбергене (плато Ломоносова) установлено, что “на ложе ледника в районе скважины мелкозема нет, нижние слои льда также не содержат включений, различимых невооруженным глазом, а контакт забоя пришелся на монолитную коренную породу” (Материалы гляциологических исследований, вып.50, М., 1984).

В скважине на ледоразделе ледников Гренфьорд Восточный и Фритьоф в придонных частях льда зафиксированы только отдельные минеральные частицы (Загороднов, Зотиков, 1981).

Наблюдения показывают, что в долинных и выводных ледниках мореносодержащий лед имеется в тех их частях, где ледники движутся по рыхлым отложениям. На тех же участках, где ледники проходят по коренным породам, толщина мореносодержащего льда резко уменьшается и сходит на нет.

Ж.Валло, в течение ряда лет многократно проникавший под ледник Мер де Глас в Альпах, установил, что в основании ледника, движущегося по коренным породам, донной морены нет, а на скальном ложе имеются только единичные обломки пород (Мушкетов, 1907). По наблюдениям М.И.Ивероновой (1952) в ледниках Тянь-Шаня там, где лед контактирует с коренными породами, донная морена отсутствует.

В Гренландии в выводном леднике, ползущем по скалам (бараньи лбы) Бреди-Фиорда Ю.А.Лаврушин (1976) отмечает “практически полное отсутствие в основании ледника моренного материала”.

Наши наблюдения на ледниках Алибек и Двуязычный на Северном Кавказе также показывают отсутствие включений обломочного материала в донных частях льдов на участке их движения по коренным породам (рис.4).

Итак, в донных частях ледников на участках их смещения по кристаллическим породам минеральные включения трудно обнаружить “невооруженным глазом”, или они “практически отсутствуют” (рис.5). Теоретически же моренный материал в днище ледников должен быть и на таких участках, иначе каким образом льды, следуя канонам ледниковой теории, будут бороздить скальное ложе, формировать бараньи лбы, выпахивать фиорды. Ведь чистый лед, и это признают все гляциологи, не может производить эти работы.

К тому же отсутствие валунного материала в днище ледника и на его ложе - на участках выходов коренных пород само по себе указывает на то, что если и допускать перемещение морены в донной части ледников, то этот процесс малозначителен.

О крайне малых масштабах ледникового перемещения терригенного материала, содержащегося в придонных частях льдов, говорят и факты резкого изменения толщины мореносодержащего льда при движении ледника по неровному мелкохолмистому ложу. Так, Ю.А.Лаврушин (1969) пишет, что в разрезах ледника Норденшельда (Шпицберген) можно видеть, что мощность мореносодержащего льда (загрязненный минеральным детритом лед), достигающая в понижениях рельефа 3.5-5 м, на соседних возвышениях составляет всего 0.3-0.4 м. Судя по фотографии, приводимой Ю.А.Лаврушиным (1969). эти возвышения представляют мелкие неровности рельефа с перепадом высот 3-6 м. Такие неровности рельефа на пути движения скандинавского ледникового щита существуют почти беспрерывно (не говоря о более крупных) и, следовательно, перемещение ледником донно-моренного материала на расстояние даже в сотни метров весьма проблематично.

Рис.4. Подошва ледника Алибек на участке нижнего ледопада. Ледник движется по трещиноватым гнейсо-гранитам, моренные включения в его донной части отсутствуют (фото автора)

Вопрос о возможности перемещения обломочного материала донными частями ледников является одним из главных в ледниковой геологии, но он до сих пор не решен. Имеется в виду не сопровождающие учебники схемы строения ледников, где уверенно изображаются мощные донные морены в их основании, а реальное положение вещей.

До сих пор гляциологи исследуют не моренные включения в днище ледника, а преимущественно валунные отложения вблизи ледника или в нижележащих долинах, рассматривая их в качестве донных морен.

Между тем валунно-глыбовый материал и мелкозем в этих отложениях полигенетический. Часть его - производное поверхностных, надледниковых морен, часть осыпного, лавинного, флювиогляциального происхождения[1]. В горных условиях эти отложения постоянно находятся под воздействием таких мощных явлений как сели. Эти грязе-каменные потоки перемешивают и смещают на десятки километров вниз по долине огромные массы накопившегося материала и формируют толщи несортированных валунно-глыбовых (в смеси с песком и глиной) отложений, неотличимых от морен. Их-то нередко и принимают за настоящие морены, строя далеко идущие палеогеографические выводы (рис.6).

---

[1] Французский гляциолог Ж.Пойр (J.Poirel, 1968) на основании изучения ледников Альп, Аляски, Южной Америки пришел к выводу, что морена, которая наблюдается в основании горно-долинных ледников и считающаяся донной мореной, на самом деле формировалась, в основном, за счет абляции - сгруживания поверхностных и внутренних морен во время периодических отступаний ледников.

Рис.5. Долинный ледник Нигардсбрен, Норвегия. Ледник движется по тектоническому скальному ложу, донная морена отсутствует (фото J.Ehlers, 1983)

Пробел в деле изучения переноса донно-каменного материала ледниками в значительной мере уменьшился благодаря детальным многолетним работам, проведенным Э.Эвенсоном и М.Клинчем (1987) на ледниках Аляски - одном из самых динамичных горно-ледниковых районов Земли. Исследования охватили одиннадцать ледников Аляски, но особенно детально велись на ледниках Макларен и Галкана. Для количественной оценки вклада различных механизмов переноса каменного материала ледниками проводилось:

1) детальное картирование боковых и конечно-моренных отложений;
2) изучение путей переноса материала к границам ледников; 3) генетический анализ надледниковых, внутриледниковых и подледниковых отложений.

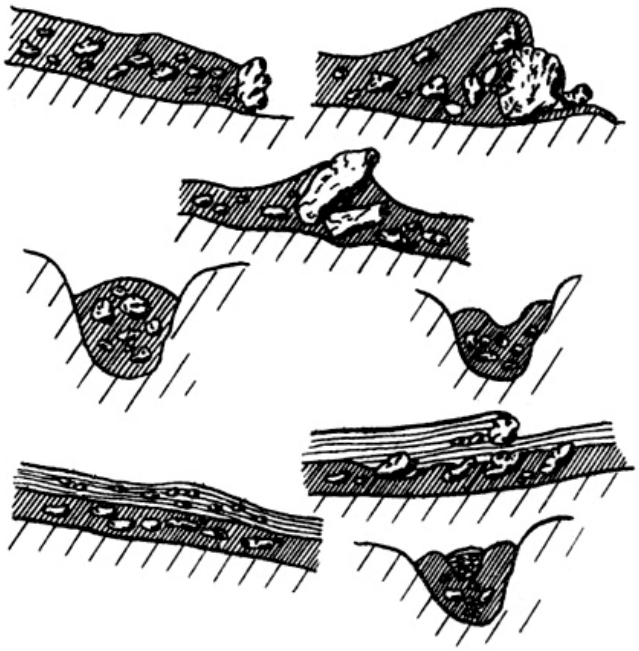


Рис.6. Отложения селевых потоков (из книги "Методическое руководство .., 1987)

В результате Э.Эвенсон и М.Клинч установили, что главным агентом в перемещении обломочного материала являются флювиальные процессы.
У исследованных ледников 90% материала, отложенного в краевых частях ледников, принесены водными потоками с вышерасположенных участков ледников и окружающих склонов. Наледниковые поверхностные и срединные морены поставляют около 10% обломочного материала, а количество материала, поступающего из нижних горизонтов льда - из придонной морены пренебрежительно мало.

Таким образом, даже в таких благоприятных для ледникового транспорта условиях, каковыми являются горно-долинные ледники с их крутыми уклонами ложа, перемещение ледником донно-моренного материала "пренебрежительно мало" и почти 100% обломочного материала перемещается иными процессами. И если значительная часть материала в горных ледниках перемещается в виде поверхностных и срединных морен, то на ледниковых щитах, перекрывающих равнинные страны, таковых отложений практически не имеется. Перемещение же валунов придонными частями материковых льдов, лежащих на плоском основании, конечно, более проблематичная задача, чем в условиях горнодолинного оледенения. В этом плане существенное значение имеют данные, полученные при изучении крупнейших шельфовых антарктических ледников - Росса и Фильхнера-Ронне. Как известно, эти ледники сформировались посредством сползания в море масс материкового льда, частично они нарастают сверху за счет снежных осадков и снизу - путем намораживания морской воды. Если материковые льды перемещают морену, то эта морена должна быть и в разрезе шельфовых ледников. Однако, сквозное бурение ледника Росса (его толщина на участке бурения 416 м) и сквозное разбуривание ледника Фильхнера-Ронне (толщина

льда 465 м) не выявило каких-либо моренных включений ни в том, ни в другом леднике (Grotts, Stiver, 1985; Engelgardt, Determann, 1987).

Описание строения шельфового ледника Росса (по скважине на ст.Джей Найн) дано И.А.Зотиковым и В.С.Загородновым (1980). Каких-либо моренных прослоек или даже мелких моренных частиц в разрезе ледника не обнаружено.

В публикации И.А.Зотикова, А.А.Гау и С.С.Джекобса (1985) также указывается, что в ледяном керне скважины пробурившей шельфовый ледник Росса насквозь, отсутствуют видимые на глаз следы моренных частиц. Надо подчеркнуть, что шельфовый ледник Росса питают мощные выводные ледники, прорезающие трансантарктический хребет - Бэрд, Нимрод, Бирдмор (по которому поднимался Р.Скотт по пути на Южный полюс), Шеклтон, Аив, Скотт, причем три последних из них впадают в шельфовый ледник напротив скважины. Если выводные ледники и сам Антарктический покров перемещают морену, то она обязана быть в шельфовом леднике, тем более, что согласно "Гляциологическому словарю" (1984) он является продолжением и порождением ледникового покрова Антарктиды. Эти непонятные с точки зрения ледниковых канонов факты указывают, что достаточно существенного перемещения донно-моренного материала покровные льды не производят.

Айсберги, откалывающиеся от шельфовых ледников, являются главной статьей расхода льда Антарктического ледникового покрова (К.С.Лосев, 1982; В.М.Котляков, 1986). Основываясь на этих достаточно хорошо известных данных, М.Г.Гросвальд (1983) приходит к выводу, что "более 95% продуктов разрушения коренного ложа, переносимых льдом Антарктиды в виде влекомых морен, выносятся в океан и отлагаются на его дно, образуя различные фации ледниково-морских отложений" (1983, стр.63). Не оспаривая цифру 95%, можно еще раз подчеркнуть, что в разрезе шельфовых ледников, поставляющих айсберги, влекомая морена пока не обнаружена[1].

Что касается моренных включений в айсбергах Антарктического ледникового щита, одна из таких публикаций широко известна и ссылки на нее приводятся во многих научных трудах. Имеется ввиду описание Б.А.Савельевым (1960) перевернувшегося айсберга в районе станции Мирный. В его придонной части имелась маломощная прослойка моренного материала с размерами частиц не более 20 мм (2 см) и с относительной концентрацией частиц в этой прослойке порядка 1%. Причем эта прослойка занимала место между слоем намороженного (конжеляционного) льда и 130-метровой толщей чистого ледникового льда. Такие прослойки вполне реальны, и как уже отмечалось, периодически встречаются в керне скважин в придонных частях ледников. И хотя некоторые ученые (например, Э.А.Левков (1980) именуют указанную прослойку в айсберге около Мирного "слоем морены" вряд ли такие мизерные содержания материала песчано-галечной размерности могут подтвердить теорию большой ледниковой экзарации и существование тех мощных толщ донной морены в основании ледника, которые принято изображать на схемах в учебниках и научных трудах.

В целом, обобщая данные по шельфовым ледникам и антарктическим айсбергам можно констатировать, что Антарктический ледниковый покров консервирует свое ложе и 95% продуктов его экзарации настолько мало, что их выявляют лишь изредка, да и то в мизерных количествах. Сказанное подтверждается также следующими данными.

---

[1] При посадках шельфовых ледников на морское дно к их днищу может примерзать обломочный материал. Включение такого материала возможно и за счет примерзания всклывшего донного льда - вместе с захваченным донным субстратом. Последний процесс развит под мощным припайным льдом (шельфовый ледник морского происхождения) Мак-Мердо (Н.И.Барков, Ф.Г.Гордиенко, 1980). Кроме того, асйсберги горно-долинных и выводных ледников выносят в море значительный объем каменного материала поверхностных, срединных и боковых морен осыпного происхождения.

В 113 рейсе “ДЖОЙДЕС Резолюшн” в результате бурения морских отложений в море Уэделла были получены новые данные, показавшие, что оледенение Антарктиды начало развиваться еще в миоцене и приняло близкие к современным размеры в плиоцене и, что рост оледенения Антарктиды постепенно приводил к уменьшению поступления терригенного материала в море, и особенно это заметно для плейстоцена. Следовательно, это еще раз указывает, что вопреки установившимся представлениям об огромной выпахивающей и транспортирующей роли материковых льдов, они фактически консервируют, предохраняют рельеф от выветривания и эрозии.

В этом плане представляют интерес специальные расчеты влекущей силы ледников, выполненные Ш.А.Даниеляном (1971). Он пришел к следующим выводам: 1) влекущая сила ледников имеет отрицательные значения и ледники фактически не могут перемещать валуны в придонной своей части; 2) влекущая сила ледников не возрастает, а убывает при увеличении мощности льда; 3) несмотря на то, что с увеличением уклонов возрастает и влекущая сила ледников, она все же оказывается недостаточной для перемещения донного валунного материала.

Выводы Даниеляна не нашли понимания у сторонников оледенений. Но ранее к близкому заключению пришел американский гляциолог Д.Дайсон (Dyson, 1952), согласно наблюдениям которого активные горно-долинные ледники альпийского типа Снерри и Гринелл (Скалистые горы, штат Монтана) неспособны перемещать даже небольшие валуны, лежащие на ледниковом ложе или наполовину выступающие из грунта.

Выше отмечалось, что в донной части ледников нередко имеются включения обломочного материала. Каков механизм включения этого материала в ледник? Нет ли противоречия между выводами о крайне малой влекущей силы ледника и фактическим наличием таких включений. На этот счет распространено мнение, что процесс включения в лед обломочного материала сводится к выпахиванию, выламыванию ледником пород ложа. Более того, ряд ученых считает, что ледник вообще преобразует породы ложа в готовую морену, уплотняет ее, создает сланцеватость, закономерно ориентирует и стесывает валуны, штрихует, перемалывает их в муку (Лаврушин, 1976; Лавров, 1970 и др.).

Однако, прямые наблюдения показывают, что отложения ложа не перерабатываются ледником, а примерзают к нему. Этот процесс хорошо выражен в ледниках, где идет донное таяние и повторное замерзание талых вод. Процесс намораживания вторичного льда и примерзание к нему терригенного материала наблюдался нами на ледниках Алибек и Аманауз (рис.7).

Рис.7. Язык ледника Алибек. В основании ледника виден слой белого вторичного (водного) льда мощностью до 1 м. Выше загрязненное тело ледника (фото автора)

Судя по литературным данным, он распространен как в теплых, так и холодных ледниках - при условии подтока вод за счет режеляции и инфильтрации. Так, исследование керна скважины, пробурившей толщу льда в Западной Антарктиде (ст.Берд), показали, что минеральный детрит в придонные слои льда был включен за счет примерзания его к вторичным, режеляционным льдам (Gow, Epstein, Sheewy, 1979). Похожий процесс наблюдался и на выводных ледниках района Мак-Мердо, с той разницей, что примерзание терригенного материала к ложу ледников здесь идет за счет талой воды, поступающей под ледник со склонов долин (Selby, 1973). Специальные исследования в Гренландии показали, что минеральный детрит, включенный в нижнюю часть материкового льда, имеет четкие признаки субаэрального выветривания (но не ледниковой обработки, как того требует теория). Этот материал включен в ледник путем примерзания (Whalley, 1982).

Донное намораживание песчаных грунтов установлено в ледниках Норвегии (Harris, Bothamley, 1984), на ледниках Баффиновой Земли (Dewdeswell, 1986). Примерзание к днищу ледников пластов рыхлых отложений, в том числе морских, с обильной фауной хорошо сохранившихся морских моллюсков, зафиксировано на Шпицбергене и других районах современного оледенения (Серебряный, Орлов, 1985).

Более того, под ледниками, в том числе в мореносодержащем льду рядом исследователей (в том числе Ю.А.Лаврушиным (1976), вопреки теории ледникового стесывания валунов, были отмечены валуны, покрытые тонкой карбонатной коркой. Кальцитовые корки обнаружены и на поверхности скальных пород, вытаивающих из-под ледников (Hallet, 1976).

Формирование карбонатных каемок и корок (кальцитовых, доломитовых и др.) на валунах и горных породах явление общеизвестное и связано с воздействием поверхностных и грунтовых вод, насыщенных углекислотой. Хемогенные садки карбонатов происходили и происходят до перекрытия ледником топографической поверхности в условиях положительных температур[1].

Следовательно, и эти данные указывают, что распространенное мнение о действии ледника наподобие жерновов, о перемалывании льдом не только органических остатков, но и валунов, о срезе ледником толщи горных пород являются ошибочными.

О ледниковой эрозии

В предыдущем разделе было показано, что в донных частях ледников обломочный материал имеется в небольшом количестве или отсутствует. Были приведены доказательства, что ледники в своей донной части в сколько-нибудь заметных масштабах не перемещают валунный материал и скорее консервируют рельеф, чем его разрушают.

Помимо этих фактов имеется немало и прямых наблюдений, ставящих под сомнение идеи об огромной выпахивающей деятельности ледников. Еще в начале века Т.Чемберлин и Р.Солсбери указывали на крайнюю слабость ледниковой эрозии. Согласно их наблюдениям, при движении ледников по ровному месту под ними сохраняется даже почва с травянистой растительностью.

Многолетние работы М.И.Ивероновой (1952) на Тянь-Шане показали, что даже в горах ледники при своем движении не только не нарушают рыхлые подстилающие осадки, но и сохраняют почвенно-растительный покров.

Изучение К.К.Марковым (1946, 1986) памирских ледников привело его к выводам о слабости ледниковой эрозии и о малой вероятности образования ледниковым путем так называемой донной морены. На основании фактов несминания и неэродирования ледниками галечниковых и глинистых отложений, К.К.Марков пришел к выводу, который должен был учтен сторонниками оледенений: ”Но если ледник не оставил следов эрозии в рыхлых отложениях, то тем понятнее это по отношению к породам скальным” (1986).

Не производят экзарации ложа и ледники Скандинавского нагорья, о чем свидетельствует вытаивание из-под ледников полигональных грунтов, древних дельтовых песчаных отложений с сохранившимися знаками ряби (Whalley, 1981; Harris, 1984). Известны факты вытаивания из-под ледников Альп хорошо сохранившихся сооружений римской эпохи, а из-под выводных ледников Гренландии - древних норманнских поселений (Шило, Данилов, 1984; Чижов, 1976).

Важные данные были получены при изучении ложа ледника Твин на Элсмире. Этот ледник в малый ледниковый период далеко продвинулся вниз по трогообразной долине. Ныне он отступил, обнажив долину. Наблюдения показали, что ледник не только не выпахивал “трог” (как того требует теория), но сохранил под собой тундровую растительность того времени и почвенный покров (Bergsma, Sloboda, Freedman, 1984). Поскольку почвенный покров не покрыт

[1] Ю.А.Лаврушин (1976,1986) для объяснения сохранения под ледниками на валунах и коренных породах карбонатных оторочек и корок, развивает точку зрения о формировании карбонатных новообразований под ледниками и в толще льдов. Он пишет, что окислительно-восстановительные процессы “достаточно энергично” протекают и в мерзлоте и в толще ледников. Однако, опыты, поставленные самой природой - а именно консервация в вечной мерзлоте трупов мамонтов, а в ледниках снежных баранов, не подтверждают этих оптимистических взглядов. Кроме того, абсолютный возраст (по радиоуглероду) кальцитовых корок в “ледниковых” отложениях Русской равнины оказался послеледниковым (Лаврушин и др., 1986). Это является веским основанием для пересмотра генезиса этих отложений.

моренными образованиями, то этот факт указывает, что ледник Твин не только предохранил долину и почвенный слой от эрозии, но и не перемещал морены. Изучение других современных ледников в канадской Арктике также показало крайне незначительное их воздействие на рельеф и подстилающие отложения. В связи с этим Дж.Ингланд (1986) пишет: "возникают сомнения в реальных возможностях такого фундаментального процесса преобразования ландшафтов, каким считается ледниковая эрозия".

Важные результаты были получены П.В.Ковалевым (1965) при изучении долинных ледников Кавказа. Он установил, что ледники занимают готовые (доледниковые) долинообразные формы, в том числе и троги, и не выпахивают их днища. Исследование ледников Северной Земли (В.М.Макеев, Ю.Д.Большиянов, 1986) показало, что эти ледники не только не выпахивают ложе, но и защищают его от эрозии. Они пишут, что "в настоящее время, в связи с низкими температурами льда по всей толще ледниковых куполов и щитов, подстилающие породы защищены от эрозии".

Постулаты об огромной выпахивающей и бульдозерной деятельности ледника, о сносе им толщи кристаллических пород как-то меркнут перед следующими фактами. Д.Хук (Hooke, 1968) установил, что ледниковый покров Гренландии у своего края надвигается на навеянные снежники, но не выпахивает их, а перекрывает и движется поверх снежных наносов. Наблюдения в соседней Исландии показывают, что даже быстрые подвижки ледников (серджи), когда энергия продвижения ледников наибольшая, экзарации ложа тоже не вызывают. В.С.Корякин (1988) описывает сердж ледника Бруар (выводной ледник ледникового массива Ватнайекудль), который имел место зимой 1964 г. Быстро продвигающийся ледник всего лишь "сминал перед собой снеговой покров в складки высотой 2-3 м". Могут сказать, что снежный покров предохранил ложе ледника от экзарации, но можно указать и на то, сколь незначительная защита требуется для предохранения ложа от ледниковой экзарации.

Возникает вопрос, почему вопреки прямым наблюдениям авторитетных исследователей, свидетельствующих о слабости ледниковой эрозии, геологи-четвертичники и палеогеографы придерживаются положения об огромной выпахивающей деятельности ледника? Прежде всего потому, что без оной не будет и ледниковой теории, не будет, требуемого теорией, ледникового сноса толщи кристаллических пород с Балтийского и Канадского щитов, выпахивания фиордов, озерных котловин, перемещения валунов и отторженцев за тысячи километров.

Дискуссия о масштабах ледниковой эрозии ведется уже более 100 лет. Суть ее сформулировал известный французский географ Э.Мартонн (1945): "весьма внимательные исследователи альпийских ледников отрицают эффективность ледниковой эрозии, тогда как другие чрезвычайно ее преувеличивают".

Весьма внимательные исследователи являлись основателями альпийской школы гляциологов во главе с А.Геймом. Других ученых, стоящих на позициях огромного выпахивающего действия ледников, объединял Г.Гесс. А.Гейм, отрицавший сколько-нибудь значительную роль ледников в формировании трогов, озерных котловин и долин в Альпах, относил их к тектоническим формам рельефа. Вместе с тем он соглашался, что полированные скалы, вытаивающие из-под ледников, имеют ледниковое происхождение. В этом оказалась суть проблемы: тектонические зеркала скольжения, штрихованное тектоническое ложе, которое использует для своего движения ледник и предохраняет от выветривания и эрозии, приняли за неоспоримо ледниковые признаки (вопросам происхождения штриховки и полировки скальных пород и других типов экзарационного рельефа посвящена 2-я глава книги). Решению вопросов, связанных с проблемой экзарации, могло бы в значительное мере помочь сравнение физико-механических свойств льда и горных пород, по которым двигался ледник.

Ниже приводится таблица физико-механических свойств льда и некоторых горных пород (табл.1).

Для понимания процессов возможного выпахивания и выламывания ледником горных пород главное значение имеет такое свойство льда как его прочность на скалывание (сдвиг). Именно с напряжениями сдвига принято связывать способность льда выпахивать, скалывать, смещать породы. Сравнение этого показателя для льда и горных пород показывает, что сопротивление льда скалыванию (сдвигу) в среднем в 10-20 раз ниже, чем горных пород. (Сопротивление льда сжатию и растяжению соответственно в 25-50 и 5-10 раз ниже, чем горных пород).

Это означает, что ледниковые массы не в состоянии разрушать подстилающие коренные породы, выпахивать и истирать их. В придонные части ледников могут вмерзать только рыхлые продукты разрушения и переотложения этих пород - элювиально-делювиальные, флювиальные, селевые, морские и другие отложения. Из приведенных в таблице параметров прочности льда и коренных пород на сдвиг следует, что при приложении напряжений скалывание будет происходить только в леднике, с образованием внутриледниковых плоскостей скольжения разного порядка.

Кроме того, низкое сопротивление льда скалыванию само по себе не позволяет накапливаться в массе льдов значительным касательным напряжением, так как достижение предельных для льда напряжений и ведет к скалыванию льда. Отсюда столь характерное для ледников движение льда по плоскостям внутриледниковых сколов.

Фактические замеры и расчеты величин касательных напряжений на дне ледников показывают их низкие значения. Так, у ледника Федченко напряжения сдвига на ложе не превышают 0.2-0.3 МПа, а у ледников с более крутым падением - например, у ледника Шумского на Тянь-Шане, на разных участках ложа касательные напряжения были в пределах 0.05-0.5 МПа (Шумский, Красс, 1983). Существенно меньшие касательные напряжения присущи ледниковым щитам Антарктиды и Гренландии - они составляют 0.002-0.01 МПа (Шумский, Красс, 1983).

Очевидно, что напряжения такого порядка не могут привести к выпахиванию горных пород, а тем более к ледниковому срезу толщи кристаллических пород в сотни метров мощностью, как это постулируется, например, в статьях Н.И.Апухтина, Е.В.Рухиной, Д.Д.Квасова, П.Вольштедта, М.Г.Гросвальда. В этом плане можно согласиться с выводами М.И.Ивероновой, основанными на изучении ледников Тянь-Шаня: “роль придонной морены ничтожна и говорить о леднике, как о факторе эффективно эродирующем нет основания”.

Таблица 1

Физико-механические свойства горных пород и льда
(по Г.Д.Ажгирею, В.В.Богородскому, В.П.Гаврило)

Горная порода	Предельная прочность, МПа		
	скалывание (сдвиг)	сжатие	растяжение
Базальт	10	150-300	10-20
Гранит	15-20	100-200	5-15
Мрамор	10-30	90-120	3-10
Известняк	10-20	40-100	3-7
Песчаник	5-15	50-90	2-6
Сланец	15-20	70	25
Природный лед при ^{o}C:			
0-2	0.6	1.8-2.1	0.28-0.5
-12-15	0.9-1.0	2.5-2.9	1.0-1.1
-31-35	1.2-1.3	2.8-3.8	1.4

Изучение гляциальных процессов в горах северо-востока Азии и в Альпах привело академика Н.А.Шило (1981) к выводам, что утвердившиеся положения о

деструктивной деятельности ледников давно пришли в противоречие с новыми данными. Он особо подчеркивает, что “такие параметры льды, как модуль упругости, сопротивление сдвигу и т.д. не идут ни в какое сравнение с аналогичными характеристиками горных пород, на поверхности которых формируются ледники или ледниковые покровы. Поэтому говорить, указывает Н.А.Шило, о механическом разрушении диагенезированных пород ледниковыми массивами равносильно признанию мифических свойств за последними”.

В заключение следует отметить, что установленные гляциологами закономерности движения ледников не воспринимаются ледниковой теорией, так как скорости движения современных ледников крайне недостаточны. Особенно недопустимо медленно перемещаются - а то и стоят на месте по 150-400 тыс.лет придонные слои Гренландского и Антарктического ледниковых покровов. Ледниковая теория своеобразно, но не слишком убедительно, преодолевает эту проблему. Вот типичное описание движения скандинавского ледникового покрова на равнинах Восточной Европы: “На территорию Северной Литвы ледники наступали через Рижский залив и по сравнительно непересеченной местности, приобретая ускорение, двигались на юг, разрушая уже созданные формы поверхности и мало оставляя собственных отложений” (В.П.Вонсавичюс, 1981, стр.49). Несколько севернее - “на южном берегу Финского залива Невский язык встретил на своем пути Ордовикское плато. Не будучи в состоянии перейти через него, лед устремился к востоку и югу, по его окраинам, и снова изменил свое движение на юго-восточное, обойдя высоту” (С.В.Яковлева, 1972).

Не менее, а может быть и более, стремительно двигался ледниковый покров на Европейском Севере. А.С.Лавров, Л.Д.Никифорова, Л.М.Потапенко (1986) утверждают: “В Западном Притиманье основная масса льда, не меняя направление, устремилась к верховьям Северной Двины, а менее энергичный поток разворачивался к югу, перекрывая бассейн Вычегды” (стр.72).

Все это напоминает лихие кавалерийские рейды, джигитовку и рубку лозы, а не движение материковых льдов - медленное, тягучее вязко-пластическое течение.

1.2. Разнос валунного материала припайными льдами

В так называемых водных моренах присутствует значительное количество эрратического валунного материала, в том числе дальнего разноса (например, хибинские валуны перенесены к горлу Белого моря на расстояние 250 км). Имеется некоторое количество эрратического материала и в “донных моренах”.

В этом нет ничего необычного, если учесть, что низменные части Кольского полуострова покрывались водами морских четвертичных трансгрессий. Морские отложения, или фрагменты их, обнаружены на отметках до 150-170 м выше уровня моря, а на тектонически поднятых участках на отметках до 260-300 м (Лаврова, 1960; Апухтин, 1957; Чувардинский, 1982, 1985).

Мощные толщи валунных суглинков известны на Севере Европейской России, в Западной Сибири, на дне арктических морей. Наряду с точкой зрения о ледниковом генезисе этих толщ, многие исследователи рассматривают их в качестве ледово-морских отложений. Валунный материал в эти отложения поставлялся припайными льдами и отчасти айсбергами. Морские трансгрессии привели не только к накоплению морских и ледово-морских осадков, но и к интенсивному перемыву континентальных отложений, к их переотложению и формированию перемытых “морен”. Волновая абразия вызвала формирование больших полей валунов - за счет вымыва мелкозема из верхних горизонтов валунно-глыбовых отложений. Такие образования, получившие название “абрадированная морена” широко развиты в Карелии и юго-западной части Кольского п-ова до отметок 120-
140 м, что нашло отражение и на картах четвертичных отложений масштаба 1:1000000 и 1:2500000, изданных ПГО “Севзапгеология” в 1962 и в 1967 гг.

Таким образом, изучение процессов разноса валунного материала припайными льдами имеет значение как для познания природы валунносодержащих отложений (ледово-морских по одной точке зрения и ледниковой - по другой), так и для уточнения методики валунных поисков.

Для того, чтобы понять механизм и масштабы этих процессов нами в течение ряда лет проводились исследования дрифтовых явлений в Кандалакшском заливе Белого моря.

Ниже приводятся основные сведения по этому вопросу.

Строение литорали и динамика припайных льдов

Приливо-отливные колебания уровня моря (их высота в Кандалакшском заливе 2-3.5 м) обуславливают существование вдоль всего побережья Кандалакшского залива и вокруг островов зоны осушки, или литорали. Литораль имеет отчетливое зональное строение. Здесь выделяются следующие элементы (начиная с мористой части литорали): а) валунная гряда высотой до 2-2.5 м; б) плоскодонная западина, сложенная валунно-песчаными или валунно-супесчаными отложениями; в) прибрежная галечно-валунная полоса. Первые две зоны осушки полностью затопляются при приливах, тогда как прибрежная галечно-валунная полоса фиксирует наиболее высокий уровень приливных и сгонно-нагонных явлений. Ширина приливно-отливной зоны зависит от геоморфологии берегов и составляет от первых метров до 2 км.

Припайные льды непрерывной полосой окаймляют побережье, острова и отмели. Глубина, на которой образуется припай 1-5 м (считая от уровня прилива), но иногда, при подсовах льдов, она может составить 7-8 м. Припай образуется не только в пределах литорали, но захватывает и часть верхней сублиторали. Ширина припайной полосы также как и зоны осушки от нескольких метров до 2 км.

Приливно-отливные явления обуславливают зональное строение припая. В нем выделяются: подошва припая - полоса льда, занимающая зону осушки между валунной грядой и берегом, б) внешняя (мористая) часть припая, которая начинается от валунной гряды и захватывает часть сублиторали, прилежащую к этой гряде до глубин порядка 5 м. Вследствие напряжений во льдах, возникающих при приливах и отливах, припай разбит на блоки системой продольных и поперечных трещин. Размер блоков льда обычно 10х30 м, толщина льдин - 0.5-1 м.

Процессы захвата грубообломочного материала припайными льдами. Включение грубообломочного материала в припайные льды происходит в течение всего ледостава, но начинается с подошвы припая, охватывая затем и его мористую часть. Сформировавшийся к началу ледохода разрез припайных льдов изображен на рис.8. Существуют три типа залегания валунного и другого материала в припайных льдах, обусловленные разным механизмом его захвата: а) на поверхности припая, б) в донной части льдов и в) во внутренней части льдин.

Наибольшее количество валунно-глыбового материала, включаемого в те или иные части припая, накапливается на его поверхности. В советской и зарубежной литературе распространено мнение, что на поверхность льдов обломки пород попадают из береговых обрывов. Наши наблюдения показывают, что валуны в основном поступают на лед непосредственно со дна литорали и верхней сублиторали. Механизм этого процесса заключается в следующем: глыбы, валуны и более мелкий материал, лежащий на дне, при периодических посадках припая на грунт оказывается в полосе припайных трещин. При сжатиях и торошениях льдов эти валуны и другой материал выдавливаются по трещинам в припае на поверхность льдов. Такое выдавливание (или выжимание) терригенного материала происходит в течение всего ледостава, но наиболее интенсивно в феврале-марте. Часть вытолкнутых на лед валунов при новых торошениях льдов отодвигается от линии трещин в средние части льдин (рис.9). Рассмотренный

механизм неоднократно наблюдался нами непосредственно в природных условиях и подтверждается следующими данными.

а. Валунно-обломочный материал на поверхности припая в основном сосредоточен вблизи трещин в припае. При этом его наибольшее количество и самые крупные валуны и глыбы приурочены к зоне максимального напряжения припайных льдов - к трещине между подошвой и мористой частью припая (рис.10).

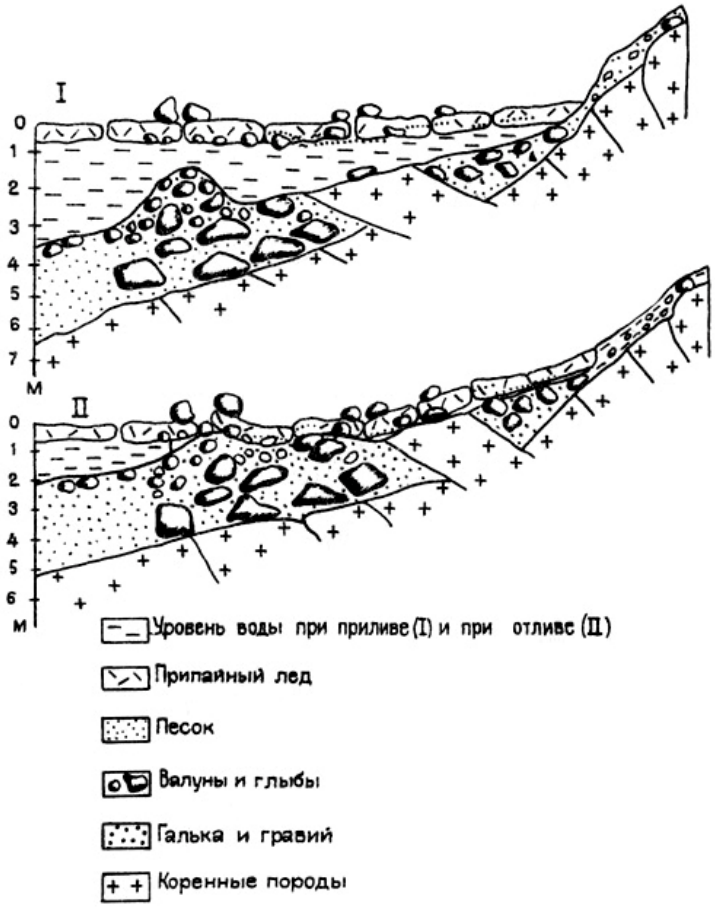


Рис.8. Схема, иллюстрирующая процессы загрузки припайных льдов валунным материалом. Кандалакшский залив (Чувардинский, 1971)

Рис.9а,б. Валуны мигматитов и гнейсов, вытолкнутые по трещинам в припае на поверхность льда. Длина масштабной рейки - 0.9 м. Кандалакшский залив (фото автора)

Здесь и далее на сдвоенных фотографиях снимки верхней части страницы соответствуют букве "а", снимки в нижней - букве "б"

Рис.10. Валунный и другой материал на поверхности припайных льдов. Видна приуроченность материала к основной припайной трещине (фото автора)

б. Неоднократно наблюдались случаи нахождения валунов в трещине между льдами припая, т.е. валуны были лишь частично выжаты со дна литорали. При этом в донных грунтах можно было видеть выемки, прежде занятые этими валунами.

в. Выемки от валунов часто приурочены к валунной гряде - границе наиболее напряженных частей припая.

г. Валуны, глыбы, гальки и щебень, лежащие на поверхности припая, несут отчетливые следы пребывания в морской среде - на них повсеместно наблюдаются колонии балянусов, к ним прикреплены морские водоросли с раковинами мидий.

Подтверждением изложенного механизма выдавливания обломочного материала на поверхность льдов может служить и сгребание льдами донных отложений в грядообразные валы, которые расположены не только вдоль главной припайной трещины, но и вдоль второстепенных трещин. При этом донные отложения - щебнистые супеси и пески также выдавливаются на поверхность припая.

Что касается выпадения обломков пород на лед из береговых обрывов, то этот процесс имеет место, но масштабы его крайне незначительны. Нами отмечались только единичные обломки пород, несомненно упавшие на лед со скалистых береговых обрывов высотой 50-90 м. О наземном происхождении таких обломков свидетельствовало наличие на их поверхности лишайников, остатков корневой системы наземных растений (в трещинах обломков). Основная же масса валунов на припае вблизи таких обрывов несла следы пребывания в морской среде.

Примерзание к донной части припайных льдов валунов, щебня, песка и другого материала происходит в зонах литорали и верхней части сублиторали. Этот процесс широко распространен до глубин 2-4 м (считая от уровня прилива). В донную часть

припая вмерзают как валуны, так и целые пласты грунтов - песчано-галечных или глинисто-щебнистых. Весьма часто терригенный материал в донной части льдов залегает послойно. Это связано с периодическими посадками припая на грунт при отливах, когда ко льду примерзает обломочный материал, и всплытием припая при приливах, когда к переохлажденным в субаэральных условиях льдам снизу примерзает новый слой льда (рис.11).

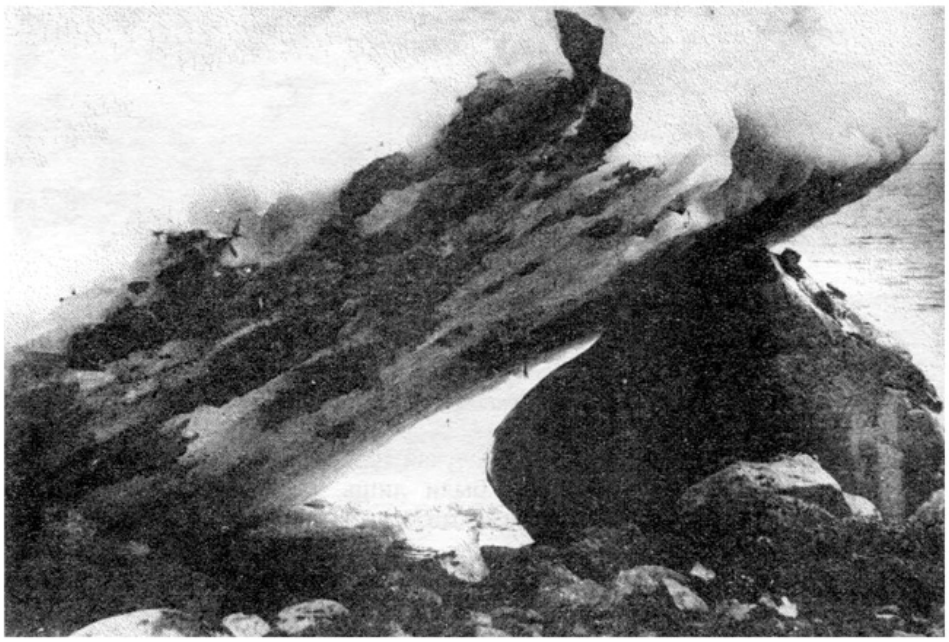


Рис.11. Валунный материал, вмерзший в днище льдины. Кандалакшский залив (фото автора)

Залегание обломочного материала внутри (в разрезе) припайных льдов - явление, широко распространенное в Кандалакшском заливе. По существу оно представляет развитие процесса нарастания льда снизу и сверху как результат захоронения под слоями льда материала, ранее выдавленного на поверхность, а также материала, примерзшего к днищу льдин. Нарастание льда сверху и погребение под ним каменного материала, лежащего на поверхности припая, происходит при приливных и нагонных явлениях, когда на поверхность припая через трещины поступает большое количество морской воды. Смерзаясь со снегом, она образует наледный лед. В зависимости от толщины наледного льда и величины обломков пород последние могут быть захоронены во льду полностью или частично. Неоднократное поступление на поверхность припая обломков пород и намораживание льда сверху приводят к чередованию слоев обломочного материала и льда.

Внутриледное положение обломочный материал принимает и при процессах нарастания льда снизу, когда на ранее примерзший материал намерзает слой придонного льда. Этот механизм рассматривался выше. Если процессы намерзания обломочного материала и льда к донной части припайных льдин происходит неоднократно, то валуны или другой материал

начального цикла примерзания нередко оказываются в средней части разреза льдов (рис.12). В одной и той же льдине иногда наблюдается перекрытие обломков пород как наледным льдом), так и льдом, нарастающим снизу.

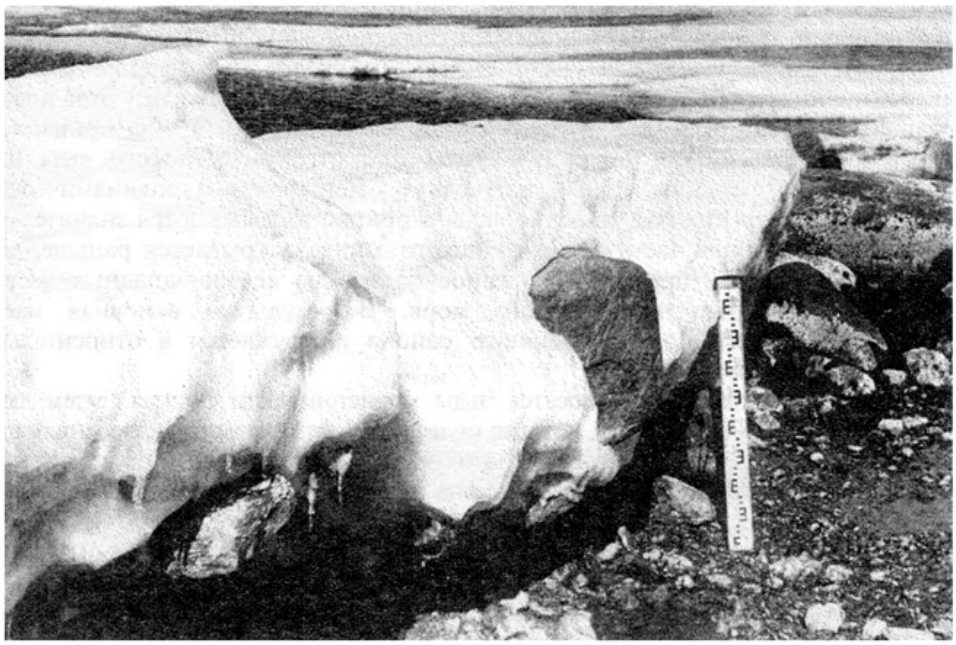


Рис.12. Валуны гнейсов в разрезе льдины (в ее подошве и внутри льда) (фото автора)

Вместе с терригенным материалом, на поверхности припая, в его донной части и внутри льдов наблюдается значительное количество раковин морских моллюсков (мидий, песчаной, ракушки), морских рачков - балянусов, а также водорослей - фукусов, зостеры, анфельции. Механизм попадания на поверхность припая биогенного материала, включение его в разные части припайных льдов тот же, что и для терригенного материала. Кроме того, водоросли попадают на лед при нагонах во время начала ледостава.

В разные части льдов включается разнообразный по механическому составу материал - от глинистых частиц до валунов и глыб. Наиболее крупные валуны и глыбы (до 2 м в поперечнике) выталкиваются на поверхность припая, валуны меньших размеров вмерзают в днище и включаются в тело льдин. Окатанность материала различная - от совершенно неокатанных глыб и щебня до округлых валунов и галек. Форма валунов разного петрографического состава меняется от угловатой и брусковидной до утюгообразной и округлой. Состав валунного материала в целом отвечает составу поверхностных и подстилающих пород. Это преимущественно гнейсы, мигматиты, амфиболиты, граниты, анортозиты, габбронориты. Валунно-глыбовой материал поступает как за счет разрушения коренных пород в зоне литорали и скальных выходов в прибрежных частях залива, так и за счет перемыва валуносодержащих четвертичных отложений.

Принято считать, что разрушение выходов коренных пород происходит путем выветривания. В определенной мере это так, но важную роль в поставке глыбового материала играют тектонические движения по разломам. Разрушение сильно трещиноватых смещенных блоков пород и дает основную массу глыбового материала, который несет ясные следы тектонического дробления - зеркала скольжения со штриховкой на плоскостях, следы скалывания. Разрывные тектонические смещения в Кандалакшском заливе происходят и в настоящее время, на что указывает и сравнительно высокая сейсмичность Кандалакшского грабена.

Разнос валунного материала припайными льдами. Разрушение морских льдов начинается в шхерном районе залива с его сильными приливно-отливными течениями. На таких участках взламывание и дрейф припайных льдов происходят сразу за разрушением или отгоном морского льда или одновременно с ним. На участках с меньшей гидродинамической активностью морских вод, морские льды и припай взламываются значительно позднее. Вершинная часть Кандалакшского залива вскрывается раньше, чем юго-восточная, что препятствует выносу льдов из северо-западных частей залива в открытые части Белого моря. В результате основная масса валуносодержащего припая шхерного района разгружается в относительно замкнутой акватории залива.

В первую очередь выносятся льды мористой части припая, затем льды подошвы припая - та часть его, которая подвержена вертикальным колебаниям при приливно-отливных явлениях. Вынос этих частей припая обычно осуществляется отливными течениями и может происходить при совершенно тихой погоде. Полоса припая, непосредственно скрепленная с мелководными участками берега, выносится частично- при совпадении сизигийных приливов со сгонными ветрами. С пляжных участков берега материал (галька, валуны) практически не выносятся. Припай на этих участках тает на месте.

Подсчет количества валунного материала ледового захвата и дрифтового разноса проводился на нескольких участках побережья и островах. Методика этих работ и анализ полученных данных опубликованы (Чувардинский В.Г., 1973, 1985). Здесь приводятся основные результаты.

В припайных льдах - в разных их частях - на поверхности льдов, в их разрезе и в донной части в расчете на 1 погонный километр припайной полосы в среднем ежесезонно включается около 45 $м^3$ каменного материала - в основном валунов. Объем обломочного материала, выносимого припайными льдами в море, составляет около 40% от общей загрузки льдин, так как часть их разрушается, а часть тает на месте. С 1 погонного километра припая льдами ежесезонно выносится в море в среднем 16-18 $м^3$ каменного материала. При этом преобладает вынос материала валунной размерности. Размер наиболее крупных валунов, зафиксированных на дрейфующих льдах Кандалакшского залива, составлял 1.5-2 м в поперечнике.

Направление дрейфа валуносодержащих льдов преимущественно юго-восточное - в соответствии со стоковыми и отливными течениями. Но под влиянием ветров и приливов направление перемещения льдин время от времени сильно меняется, вплоть до переноса в северо-западном направлении. Расстояние переноса валунов припайными льдами составляет несколько десятков километров.

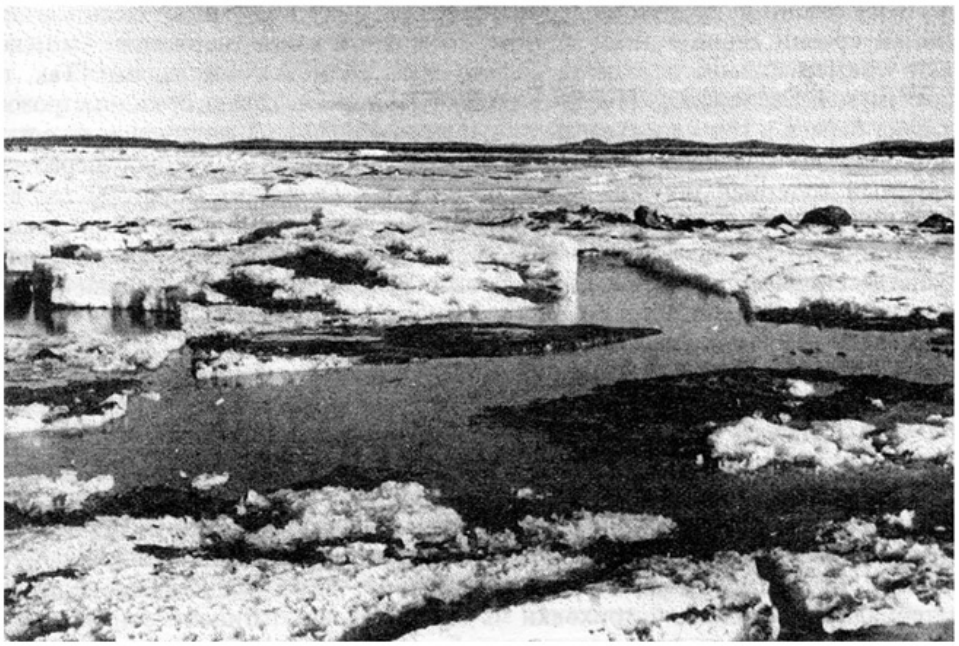


Рис.13а,б. Взламывание и дрейф льдов в Кандалакшском заливе. На одной из льдин валун амфиболита около 1 м в поперечнике. На других льдинах валунный и более мелкий обломочный материал (фото автора)

Можно отметить, что Белое море не самый благоприятный район для развития мощных процессов ледового разноса валунов: зимы здесь мягкие, припай сравнительно тонок. В этом отношении такие моря, как Охотское дают пример большего размаха валунопереноса морскими льдами. Так, по данным Л.Е.Степановой (1985) в Охотском море с каждого километрового участка берега в год уносится льдами в море 130-170 $м^3$ материала, то есть в несколько раз больше чем в Белом море. Расстояние, на которое переносят валунный материал морские льды, достигает в Охотском море 500 км, а в Беринговом море до 1000 км (Лисицын, 1961). На отдельных этапах четвертичного периода - например, в верхне-четвертичное время в морях, трансгрессировавших на Кольский п-ов и Карелию, ледовые условия могли быть суровее современных. А это увеличивало объем валунного и другого материала, переносимого припаем, равно увеличивалась и дальность его разноса. Таким образом, разнос валунного материала припайными льдами - это достаточно существенный геологический процесс и его последствия следует учитывать при определении генезиса отложений и при ведении валунных поисков.

В заключение можно указать на некорректность палеогеографических выводов некоторых ученых, которые основываясь на малом процентном содержании окатанного галечно-гравийного-пляжного материала в донных осадках Баренцева моря и преобладания в этих осадках неокатанного материала со следами штриховки и пришлифовки относят эти осадки к ледниковым, а никак не ледово-морским (Эпштейн, 1995). В таком подходе имеются две методические ошибки.

1. Припайные льды захватывают материал не с пляжей, а с литоральной зоны.

2. Материал ледового захвата и разноса представляет собой, в основном, распавшиеся на глыбы, валуны, щебень тектонические блоки и пластины и разрушившиеся на щебень и угловатые глыбы трещиноватые коренные породы, залегающие в полосе литорали. Часть этого материала несет тектоническую штриховку и полировку, ошибочно принимаемую за ледниковую.

Что касается транспортирующей деятельности речных, озерных, донных льдов и айсбергов, то этот вопрос рассмотрен в монографии Н.Г.Чочиа и С.П.Евдокимова (1993).

1.3. Разрывные структуры Балтийского щита и их возраст

Достаточно строгой концепции геодинамики Балтийского щита от архея до плейстоцена не имеется. Основные вехи тектонического развития щита могут быть намечены в рамках геодинамики Восточно-Европейской платформы, составной частью которой он является.

Согласно монографической сводке “Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР” (1977), Восточно-Европейская платформа прошла несколько этапов тектонической перестройки, связанных с общепланетарными причинами и носящими пульсационный характер:

1) протогеосинклинальный этап (ранний протерозой) - преимущественное растяжение земной коры; 2) орогенный этап (средний протерозой) - сжатие; 3) раннеплатформенный этап (рифей-ранний палеозой) - растяжение;

4) позднеплатформенный этап (поздний палеозой, мезозой-кайнозой) - сжатие.

Вопросам докембрия Балтийского щита посвящены многочисленные публикации, тогда как мезозойский-кайнозойский этап его развития (за исключением плейстоцена) малоизвестен.

По материала А.П.Афанасьева (1977) в течение мезозоя развитие Балтийского щита происходило в условиях относительного тектонического покоя. В это время происходило выравнивание, пенепленизация рельефа. Одновременно в условиях влажного субтропического климата формировалась каолиновая кора выветривания.

В позднем мезозое произошла значительная денудация кор выветривания, снос массы терригенного материала на Русскую платформу и прилежащие эпиконтинентальные моря. Возможно эти процессы явились следствием альпийского орогенеза, однако прямых доказательств этому не известно.

В кайнозое (палеогене и олигоцене) процессы пенепленизации рельефа возобновились. В условиях умеренного климата были сформированы гидрослюдистые коры выветривания, сохранившиеся и ныне на больших площадях в центре восточной части Кольского п-ова, в финской Лапландии и в виде реликтов в западных частях Кольского п-ова. В этот же период и, частью, в неогене, произошло выравнивание рельефа до уровня пенеплена, известного как неогеновый пенеплен (Стрелков и др., 1976). Ныне этот пенеплен сохранился на востоке Кольского п-ова (бассейны рек Поной, Стрельна, верховья Варзуги, Пурнача), а также на вершинах некоторых гор (Сальные тундры, Хибины, Ловозерские тундры) - горстовых неотектонических поднятий. Эта гидрослюдистая кора выветривания и неогеновый пенеплен, на котором она развита, являются основным репером, от которого следует вести отсчет неотектонической активизации щита. Этот вопрос важен прежде всего потому, что формирование современного рельефа Балтийского щита по данным ряда ученых связано с неотектоническими движениями (работы Н.И.Николаева, С.А.Стрелкова, А.Д.Арманда, Б.И.Кошечкина). Неотектонический (кайнозойский) возраст рельефа Кольского п-ова и Карелии доказывается и группой геологов ПГО “Севзапгеология” - В.Г.Легковой, Л.А.Щукиным, В.Н.Бонбенковым и Г.В.Можаевой (1977).

Данная проблема остается почти незамеченной геологами, изучающими докембрий щита: горы и возвышенности Кольского полуострова обычно рассматриваются в качестве положительных структур архейского, протерозойского или палеозойского возраста. Основным критерием возраста гор здесь считается возраст слагающих их пород. Столь же древними считаются и разломы, дешифрируемые по аэро- и космоснимкам[1]. Поскольку эти вопросы имеют важное значение в познании разрывной тектоники щита, они будут рассмотрены ниже.

В.А.Перевозчиковой (1974) на Балтийском щите по результатам дешифрирования аэроснимков была выявлена густая сеть разрывных нарушений, образующих восемь закономерно пересекающихся систем разрывов. Последующие аэрогеологические и космогеологические исследования подтвердили наличие подобной системы нарушений (работы М.В.Минца, В.Е.Гендлера, Д.И.Гарбара). В.В.Баржицким (1988) также выделена система крутопадающих рызрывов восьми направление: меридиональных, широтных и диагональных (0-5, 340, 320, 295, 275, 75, 50 и 25°).

Однако эта система разрывов выражена не повсеместно. Наиболее контрастно она проявлена на Мурманском блоке гранитоидов, где можно выделить 6 систем разрывов (рис.14). В центральной и западной частях Кольского п-ова достаточно четко выделяется четыре системы разломов.

---

[1] В последнее время в среде геологов наметился определенный перелом. В основательной статье Н.И.Колпакова, В.Н.Ляховского, М.В.Минца, Е.И.Смольяниновой, Е.Я.Шенкмана (Геотектоника, № 2, 1991) на основе численного моделирования доказывается неотектонический возраст горных поднятий Кольского полуострова. Печенгские тундры, Главный хребет, Хибины, Кандалакшско-Колвицкие тундры возникли в новейшее время в результате горизонтального тектонического сжатия и выдавливания крупных блоков земной коры.

Кроме вертикальных систем разрывов в земной коре, в том числе ее приповерхностной части, по всем признакам существует и система горизонтальных разрывов. Пересечение этих двух систем и определяет блочность земной коры.

Для разных частей Балтийского щита характерно преобладание той или иной системы вертикальных (субвертикальных) разрывных нарушений. Так, В.Е.Гендлером в пределах Кольского п-ова и Карелии выделено четыре мегаблока, каждому из которых присуща своя система разрывов.

1. Кольский мегаблок (северная часть Кольского п-ова). Преобладающее простирание разрывов С-З 300-310° (50% от общего их числа) и СВ 30° (40%).

2. Беломорский мегаблок. Преобладающее простирание разрывов СЗ 300-320°. Разрывы с простиранием СВ 40-50° составляют 36% от их общего числа.

3. Карельский мегаблок. Для него характерно резкое преобладание разрывов северо-западного (СЗ 310-320°) направления (85-90%). Разрывы СВ простирания составляют 10-12%.

4. Ладожский мегаблок. Разрывы с простиранием СЗ 310-320° составляют здесь более 95%, разломы СВ простирания - около 2%.

Кроме того, В.Е.Гендлером выделены зоны сочленения мегаблоков и зоны глыбовой переработки. Выделение этих зон плодотворно в плане изучения тектонической активизации протяженных участков щита.

Отмеченные системы разрывных нарушений принято рассматривать в качестве тектонических нарушений (в том числе глубинных разломов) архейского и протерозойского возраста (Космогеологическая карта .., 1988; Тектоника .., 1974). Среди них выделяются сдвиги, надвиги, сбросы, крутопадающие разломы. Однако лишь небольшая часть этих разломов изучена геологическими методами. При этом, обычно, фиксировались лишь зоны дробления, катаклаза и милонитизации, что недостаточно для определения кинематического типа разлома, его возраста.

Разрывные нарушения Карело-Кольского региона и Русской платформы в целом можно разделить на два основных генетических типа:

1. Разрывы, связанные с ротационными силами Земли (регматическая сеть разрывов, планетарная трещиноватость).

2. Разломы эндогенно-тектонического происхождения.

Разрывы, относимые к системе планетарной трещиноватости, образуют закономерную, взаимнопересекающуюся сеть разрывов, которая хорошо картируется дистанционными методами. Согласно работам С.С.Шульца, П.С.Воронова, Г.Н.Каттерфельда, О.И.Исламова, образование в земной коре сети планитарных трещин (линеаментов) связано с тангенциальными напряжениями, вызванными инерционными силами, отражающими периодические изменения скорости вращения Земли и положение ее оси вращения.

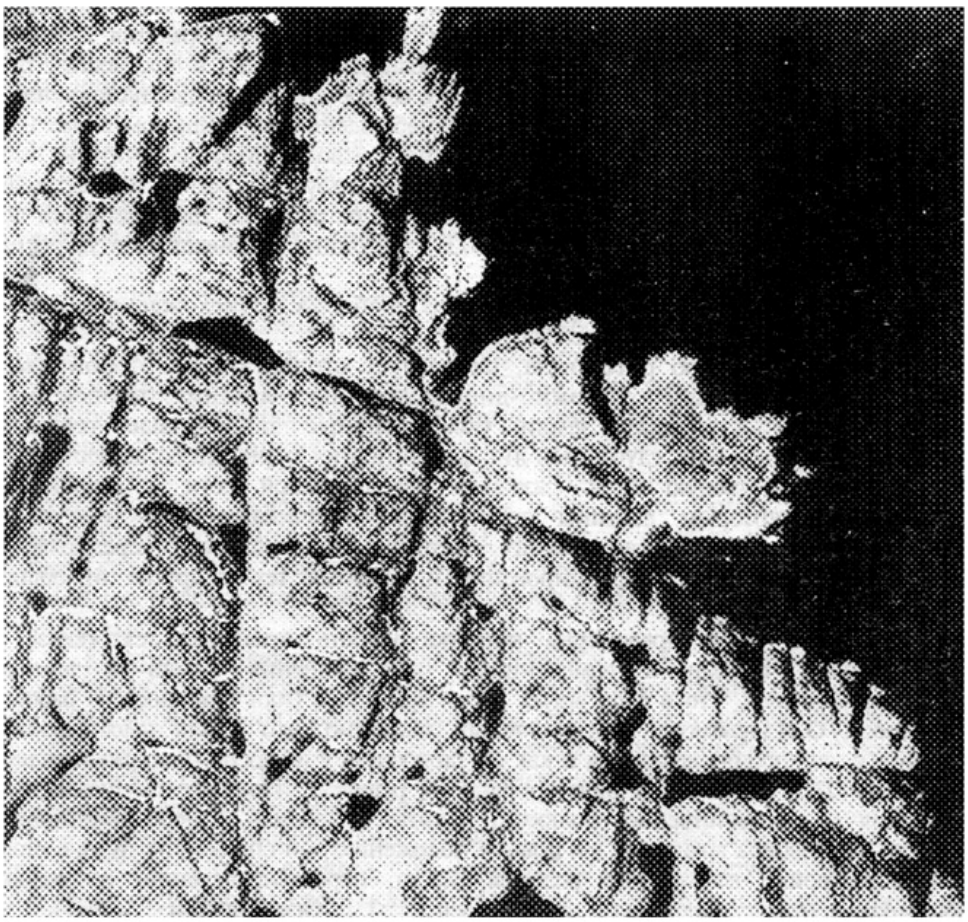


Рис.14. Системы разрывных нарушений (планетарная трещиноватость, линеаменты) на гранитоидах северо-восточной части Мурманского блока. Побережье Баренцева моря в районе к западу от устья р.Сидоровка (аэрофото)

Дизъюнктивные дислокации второго типа своим происхождением обязаны напряжениям, вызванными внутренними силами Земли, процессами, происходящими в недрах коры и мантии.

До развития теории линеаментной тектоники, все картируемые разломы было принято считать принадлежными к эндогенному типу. Ныне, с развитием указанной теории, наметилась тенденция связывать с ротационными силами не только формирование закономерной сети разрывов, но и объяснять тектонические смещения по ним. Так, П.С.Воронов (1962, 1968) считает, что ротационные силы не только образовали систему разрывов, но и вызвали (и вызывают) смещения по ним, вплоть до гигантских - например, сдвиговые смещения по Сан-андреасскому разлому.

Однако, расчеты других исследователей (Люстих, 1962) показывают, что одних ротационных напряжений недостаточно для образования крупных смещений. Согласно выводам ряда ученых (Космическая информация .., 1983) смещения по разрывам регматической сети возникают только в тех местах, где векторы ротационных напряжений совпадают с векторами локальных напряжений, вызванных эндогенными процессами. Наши наблюдения на Кольском п-ове и в Карелии позволяют присоединиться к этому выводу. Можно считать, что эндогенные тектонические напряжения используют сеть планетарной трещиноватости - вертикальные и горизонтальные ее разрывы, для смещений по ним. Или, говоря словами С.С.Шульца (1973) "тектоника вышивает свои узоры на канве планетарной трещиноватости".

Тем не менее, следует признать, что проблема происхождения систем коровых разрывов существует до сих пор.

Развивая теорию ротогенеза, не следует отодвигать на второй план гипотезы, объясняющие разломно-дислокационные явления процессами, происходящими в недрах Земли (конвективные подкоровые течения, уплотнение сфер Земли, глубинная дифференциация первичного вещества).

Учитывая тесную связь разрывов регматической сети с разломами, смещения по которым вызваны эндогенными причинами - в том числе землетрясениями и вулканической деятельностью, следует предполагать определенную зависимость формирования и развития тех и других от общих глобальных причин.

В этой связи правомерна попытка увязать процессы тектогенеза с ротационными силами и изменениями оси вращения Земли в течение геологических эпох, что в свое время рассматривалось (или ставилось) в работах Х.Иллиеса, О.И.Исламова, других ученых. Известно, что Земля имеет форму, близкую к эллипсоиду вращения и как бы сплюснута у полюсов (полярный радиус Земли на 21.5 км меньше экваториального радиуса). Поэтому смещение оси вращения (и соответственно, полюсов) должно приводить к переориентировке земного эллипсоида вращения - к новому положению зон сплюснутости. А в итоге - к перестройке глобального рельефа Земли, перераспределению ее водной оболочки (что подробно рассмотрено Г.Д.Хизанашвили (1961), к разломообразованию, к смещению мелких и крупных блоков земной коры - вплоть до литосферных плит. Возможна при этом и активизация геологических процессов и в более глубинных слоях Земли, их воздействие на разломно-дислокационные процессы в земной коре.

На "Космогеологической карте северо-восточной части Балтийского щита" (1988) выделены следующие типы разломов: надвиги, сдвиги, разрывы без определения их кинематического типа. С выделением этих типов разломов следует согласиться. Вместе с тем, из-за недостаточной полевой изученности разломов, отсутствия эталонного описания каждого типа разлома, видимые на космо- и аэроснимках разрывы не всегда могут быть правильно интерпретированы. Ниже рассматривается строение некоторых типов разломов, характерных для восточной части Балтийского щита, и их особенности проявления в рельефе.

Сдвиги

Сдвиги принадлежат к разрывам, смещения по которым происходят под действием касательных напряжений. При сдвигах происходят горизонтальные или субгоризонтальные перемещения блоков вдоль сместителя, поверхность которого располагается вертикально или субвертикально. В последние годы понятие "сдвиг" стали трактовать более широко. Так, П.М.Бондаренко и И.В.Лучицкий (1985) считают, что с позиций механизма образования сдвиги относятся к структурам, где происходят перемещения различного размера блоков земной коры вдоль зоны наибольших касательных напряжений, иначе говоря, вдоль зоны скалывания. Сдвиги такого типа характерны для восточной части Балтийского щита. Сдвиговая порода смещений определяется по наличию на вертикальных (или вообще крутых) стенках разломов

горизонтальных или субгоризонтальных штрихов и борозд. Эти штрихи развиты на отполированных бортах кристаллических пород - зеркалах скольжения сдвигов.

Типичные (вертикальные) сдвиги образуются в такой системе тектонических напряжений, когда оси главных напряжений располагаются в горизонтальной плоскости, а ось промежуточного напряжения (давление вышележащих пород) вертикальна. Такая система напряжений может возникнуть в условиях горизонтального тектонического сжатия. Однако, локальное поле тектонических напряжений в зоне сдвига имеет сложное распределение. Для сдвига характерно чередование участков сжатия и растяжения, как в плоскости разлома, так и его окрестностях. Это приводит к образованию вторичных (оперяющих) разрывов сжатия и растяжения на концах сдвига, а в плоскости самого сдвига приводит к выдавливанию клиньев (на участках сжатия) и образованию раскрытых трещин, ущелий (на участках растяжения).

Крупные сдвиги, прослеживающиеся на поверхности, часто сопровождаются последовательными системами подчиненных сдвигов. Чаще всего они параллельны главному сдвигу и образовались под влиянием тех же касательных напряжений в единой зоне тектонических деформаций (Ярошевский, 1981). Нередко в зоне главного сдвига формируются вторичные “перистые” или “кулисообразные” сдвиги.

Существует значительное количество схем строения сдвиговых зон (рис.15). Хотя в ряде случаев они отличаются друг от друга, тем не менее каждая из схем вносит свой вклад в познание сложного сдвигового процесса. Особое значение этот процесс имеет для формирования вторичных структур сжатия и растяжения в зоне сдвига.

В условиях Балтийского щита сдвиги в рельефе и на аэро- и космоснимках обычно выражены в виде прямолинейных депрессий, длиной от сотен метров до десятков и, иногда, сотен километров. К линиям сдвигов часто приурочены вытянутые озерные котловины, фиорды, прямолинейные речные долины, а также озовые гряды, которые являются надразломными складками продольного сжатия (Чувардинский, 1986).

Глубина проникновения сдвигов Кольского п-ова в земную кору неизвестна, хотя ряд крупных разломов следует относить к категории глубинных. Представляется также вероятным, что многие глубинные разломы, выделенные на Кольском п-ове В.А.Токаревым (1969) имеют сдвиговую природу. Вместе с тем следует учитывать существование горизонтальной тектонической расслоенности земной коры, в том числе ее самой верхней части. Такие горизонтальные разломы могут ограничивать глубину проникновения сдвигов, вызывать горизонтальное смещение сдвиговых зон на глубине.

Масштабы горизонтальных смещений по неотектоническим сдвигам различны. Для Карело-Кольского региона приводятся примеры, когда горизонтальные смещения по сдвигам только за голоцен составляют 1000 м (Геоморфология Карелии .., 1977).

Смещения по сдвигам в зоне Кандалакшского грабена рассмотрены ниже. Наибольшее зафиксированное горизонтальное смещение по Старцевскому сдвигу составляет 1.9 км. Сдвиг достаточно уверенно фиксируется по смещению на ЮВ вдоль разлома маркирующего горизонта - радиоактивных метасоматитов. Более мелкие оперяющие сдвиги (параллельные Старцевскому сдвигу) установлены на островах Ковдской губы, где амплитуда горизонтального смещения на о.Овечий, фиксируемая по смещению крупной кварц-пегматитовой жилы, составляет 150 м (Чувардинский, 1992).

В литературе, на Балтийском щите известны и более масштабные смещения по сдвигам. Так считается, что по Цагинско-Харловскому разлому горизонтальное смещение “единого массива основного-ультраосновного состава Федоровых и Панских тундр составляет около 20 км. По Турий-Нижнепонойскому разлому “намечается левый сдвиг с амплитудой 50-60 км Пулонгского и Ондомского массивов основных пород, представляющих ранее, вероятно, единое тело” (Разломы и горизонтальные смещения .., 1977).

В Северной Финляндии известен крупный правосторонний сдвиг с амплитудой горизонтального смещения около 90 км (Медно-никелевые .., 1985).

Хотя амплитуды горизонтальных смещений по отмеченным крупным сдвигам определены недостаточно надежно (не установлено, например, несомненное единство Пулонгского и Ондомозерского массивов), такие смещения вполне возможны. Дополнительно можно отметить, что сдвиг “сместивший Пулонгский и Ондомозерский массивы” (Турий-Нижнепонойский разлом) имеет протяженность около 250 км и взбросовую компоненту на ряде своих участков. Этот взбросо-сдвиг согласно И.П.Кушнареву и др. (1984), развивается и ныне, ибо он “подпруживает ряд относительно крупных озер”. Более того, развитие этого разлома привело к образованию надразломного вала, сложенного деформированными четвертичными отложениями известного как “конечно-моренная” гряда Кейва.

Вместе с тем следует отметить общую слабую изученность разломов сдвигового типа российской части Балтийского щита. Обычно лишь постулируется наличие таких разломов. Так на изданных в последние годы геологических и космогеологических картах показано большое количество разломов, смещающих толщи пород в горизонтальном плане, но какие-либо доказательства этому фактически отсутствуют. Более того, в ряде случаев, когда разломы секут толщи пород, имеющие четкие маркирующие образования, наземные исследования показывают, что изображенные на картах “главные” и “глубинные” разломы не вызывают смещений крыльев разломов.

Примером может явиться Ловозерский щелочной массив, который на “Геологической карте-схеме Кольского полуострова” масштаба 1:100000 (гл.ред. Г.И.Горбунов) и на “Космогеологической карте северо-восточной части Балтийского щита” (1988) того же масштаба пересечен несколькими разломами, один из которых отнесен к категории главных разломов. Однако, детальное изучение и прослеживание малиньит-лопаритового маркирующего горизонта Ловозерского массива показало, что каких-либо смещений этого горизонта в зонах разломов (и вне их пределов) не имеется (материалы М.М.Калинкина, И.В.Буссен, А.А.Сахарова).

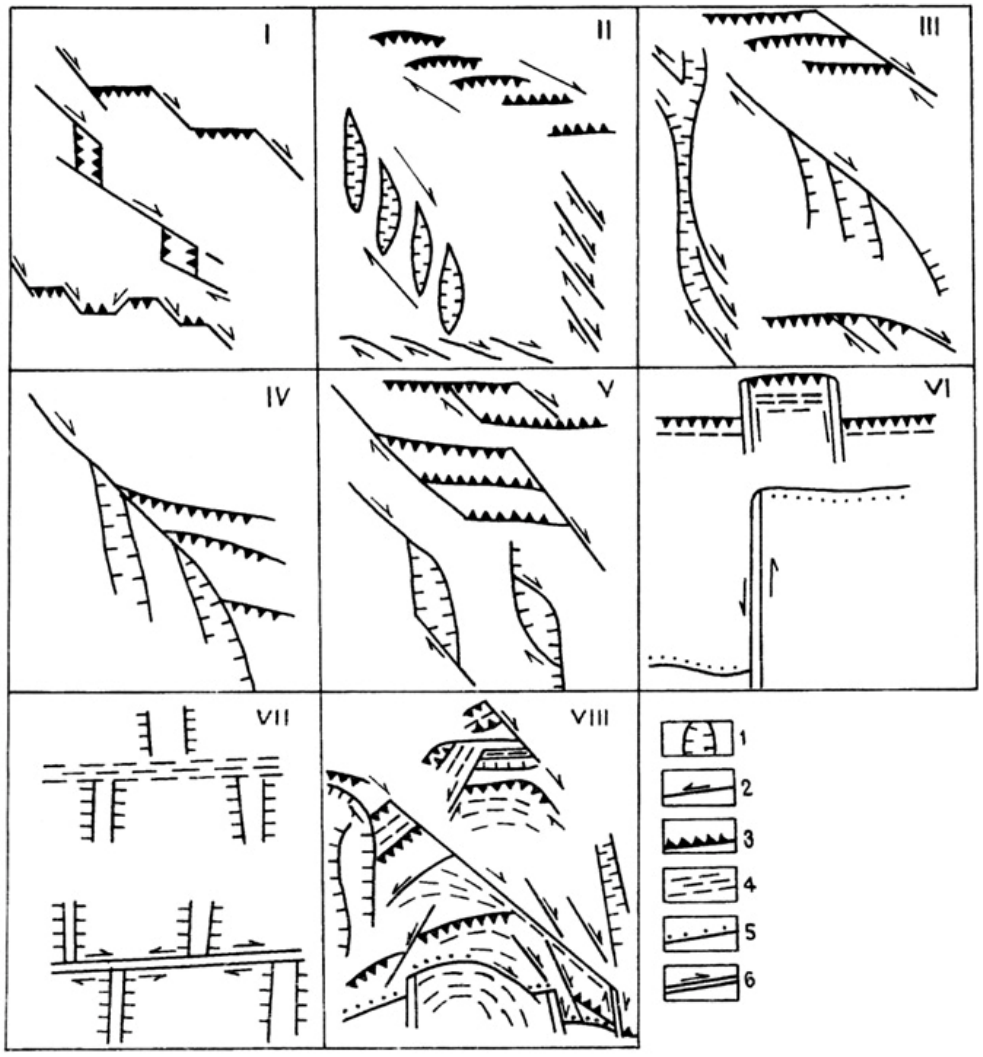


Рис.15. Схема строения разрывных нарушений в зонах горизонтального тектонического сжатия (по Л.М.Рацветаеву, 1987) (упрощено)

1 - ступенчатые сколы и отрывы; II-V - типовые сочетания зон сжатия, сдвига и растяжения; VI - сочетание систем скольжения (сдвиги, покровы) с системами сплющивания и скалывания в структурах надвиго-покровного типа; VII - сочетание систем раздвижения с системами сплющивания и скольжения в структурах трансформного типа; VIII - сочетание систем скалывания, скольжения и сплющивания в складчатых областях альпийского типа, с участием вторичных структур

1 - сбросы, раздвиги, отрывы; 2 - системы скалывания сдвигового типа - горизонтальные сдвиги, зоны сдвиговых деформаций; 3 - взбросы, надвиги, зоны взбросо-надвиговых деформаций; 4 - системы сплющивания - кливаж, стилолиты, зоны смятия, складки продольного изгиба; 5 - системы скольжения покровного типа (точки по краю аллохтона); 6 - системы скольжения сдвигового типа

В качестве другого примера можно привести район северо-восточной части Мурманского блока, где на тех же картах показаны главные разломы, проходящие по губам Варзина, Дроздовская и Ивановская. Специальное изучение этих “главных” разломов, проведенное автором в 1989-1990 гг. показало, что в зоне разломов развита система даек долеритов субширотного простирания, которая с берега на берег пересекает губы Варзина, Дроздовка и Ивановская, не меняя свое простирание. Упомянутые главные разломы нигде не смещают эти дайки в горизонтальном плане (рис.16).

Парадоксальным на первый взгляд является то, что и в Ловозерском массиве и на северо-востоке Мурманского блока рассматриваемые разломы хорошо выражены в рельефе - в виде глубоких ущелий в Ловозерском массиве и крутостенных заливов-фиордов (губы Варзина, Дроздовка, Ивановская). Разломы фактически существуют, хотя, видимо, не относятся к категории главных и их развитие происходило не посредством смещения крыльев, а путем многочисленных дислокаций узких приразломных блоков в шовных зонах разломов. Клинья и блоки разрушались в процессе своего движения на глыбы и валуны и формировали тектонические ущелья и фиорды. Смещенные узкие приразломные блоки и клинья в своей основной массе относятся к категории приповерхностных, рельефообразующих дислокаций. Они отражают реакцию шовных, приразломных блоков на тектонические напряжения, возникающие в гранитном слое, снимают эти напряжения и энергетически более выгодны, чем смещения мощных и протяженных крыльев разломов.

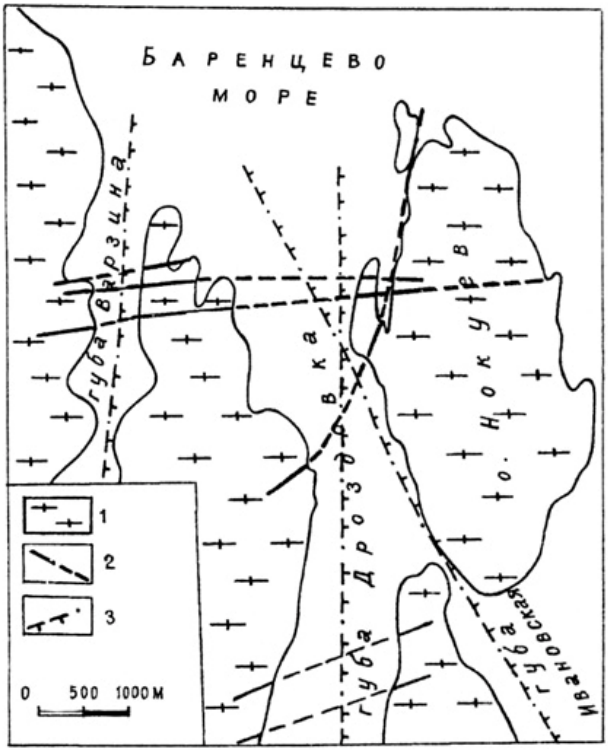


Рис.16. Схема соотношения даек долеритов и разломов на северо-востоке Кольского п-ова

1 - гранитоиды архея; 2 - дайки долеритов; 3 - разломы

Надвиги (взбросы)

Под надвигом (взбросом) следует понимать тектоническое перемещение (надвигание) одних блоков пород поверх других. Обычно к надвигам относят разломы с субгоризонтальной плоскостью смещения (до 30°), тогда как взбросы имеют более крутую плоскость сместителя - вплоть до вертикальной.

Надвиги (взбросы) образуются в таких тектонических условиях, когда ось минимального напряжения занимает вертикальное положение, а ось максимального напряжения располагается горизонтально. Так как напряжения, вызываемые вертикальной нагрузкой (гравитация), обычно имеют положительное значение, то характерным состоянием земной коры при формировании взбросо-надвигов является всестороннее сжатие - с преобладанием горизонтального сжатия. Разгрузка напряжений при взбросо-надвигах может происходить только в одном направлении - к поверхности (Ярошевский, 1981). Поэтому массовое развитие взбросов и надвигов характерно для районов с высокой тектонической активностью в горизонтальной плоскости, то есть в условиях горизонтального тектонического сжатия.

Известно, что с глубиной возрастает вертикальное давление, вызванное весом вышележащих пород, поэтому для образование взбросо-надвигов величина горизонтального напряжения должна увеличиваться с глубиной. Это ограничивает глубину формирования этих структур, тем более, что, как отмечает В.Ярошевский (1981), возрастание вертикального давления может приобрести значение промежуточного напряжения и тогда вместо взбросов будут формироваться сдвиги.

В условиях Балтийского щита, характеризующегося наличием высоких значений горизонтального тектонического сжатия (Кропоткин, 1971, 1977, 1987), взбросо-надвиги развиты широко. Особенно многочисленны мелкие приповерхностные надвиги, образующиеся в условиях почти полного отсутствия вертикальной нагрузки и достаточно высоких значениях горизонтального сжатия. Крупные надвиговые структуры, в том числе и выделяемые дистанционными методами, нередко выражены в рельефе в виде возвышенностей, низкогорного рельефа (Кандалакшские и Колвицкие тундры, Печенгские, Сальные тундры и другие возвышенности). Линия выхода надвига на поверхность обычно неровная, извилистая или дугообразная. Протяженность крупных надвигов - десятки километров. Аллохтонные блоки мелких приповерхностных надвигов и взбросов, как правило, разрушаются, оставляя после себя глыбово-валунный материал и многочисленные зеркала скольжения на поверхности сместителя (автохтона). На зеркалах скольжения взбросо-надвигов почти всегда имеются тектонические штрихи и борозды, ориентированные по направлению смещения блоков пород. При этом поперечные сколы на разных участках взбросов своим крутым уступчиком могут быть направлены как против движения смещавшихся блоков, так и по направлению их смещения. Зеркала скольжения надвигов и взбросов на Балтийском щите ранее относили (и до сих пор относят) к следам деятельности ледников. На Балтийском щите большая часть взбросо-надвигов являются “адаптивными” - для смещений были использованы готовые поверхности горизонтального раздела: разного рода трещины и особенно горизонтальные и близгоризонтальные разрывы регматической сети.

Надвиги весьма часто образуются в зоне разломов сдвигового типа, особенно на их концах. При этом они могут быть ориентированы как под острым углом (30-60°) к сдвиговому разлому, так и почти перпендикулярно к нему (см. рис.15).

Сбросы

В образовании сбросов основное значение имеет гравитационный фактор. Для сбросов существует проблема пространства.

Свободное пространство возникает при формировании крупных взбросов и надвигов, тогда как сбросы развиваются на поднятых элементах этих структур и в их тыловой части.

Сбросы характерны и для системы сдвигов - они развиваются на участках растяжения сдвигов, а также на их окончании. Видимо значительная часть сбросов Карело-Кольского региона относится к оперяющим разрывам, но здесь имеются и крупные региональные сбросы - по границам платформы и щита, а также сбросы и сбросо-сдвиги, рассекающие отдельные участки щита.

К последним, вероятно, приурочены крупные озерные котловины, некоторые фиорды. Зеркала скольжения сбросов не столь выразительны, как у надвигов и взбросов. Обычно это крутостенные скальные плоскости, реже субгоризонтальные поверхности, выпуклые или вогнутые. Штриховка на зеркалах скольжения сбросов наблюдается редко, но породообразующие минералы, как и в других типах разрывов, срезаны под один уровень. На плоскости сместителя сброса почти повсеместно развиты мелкие сколовые ступени, нередко наблюдаются новообразования эпидота. Наиболее широко распространены сбросы в восточной части Мурманского блока гранитоидов.

1.3.1. Возраст разломов

Разрывные нарушения восточной части Балтийского щита, дешифрируемые по аэро- и космоснимкам, принято считать докембрийскими и даже архейскими (Космогеологическая карта .., 1988; Тектоника восточной .., 1974).

Эта концепция, однако, встречает серьезные возражения. Так, в монографии “Космическая информация в геологии” (1983) последовательно и аргументировано доказывается, что точка зрения о несомненной древности разрывов (линеаментов), развитых на древних породах, ошибочна. Ошибочными считают авторы этой монографии и представления об унаследованности разломов с докембрия до четвертичного периода. Они подчеркивают: “линеаменты проявлены на земной поверхности в структуре осадочного покрова (иначе они бы не проявились на космоснимках). Следовательно, время их проявления нужно считать более поздним, обычно они являются неотектоническими образованиями ... В подобных случаях чаще всего делается вывод об унаследовании (с докембрия до современности) некоего разлома. Но гипотетичность этих выводов, как правило, чрезвычайно велика. Геофизические данные, пишут авторы, их не подтверждают. Во-первых, свидетельствуя о неоднородностях глубинных горизонтов земной коры, они не фиксируют их возраста, во-вторых, региональные аномалии гравитационного и магнитного полей, на которые в таких случаях ссылаются, в большей мере отражают неотектоническую структуру земной коры и литосферы вообще и поэтому “глубинный” не всегда является синонимом “древнему”. Далее авторы монографии указывают, что “нельзя забывать и возможности развития разрывных структур чисто поверхностного характера, связанных с напряжениями, которые развиваются в приповерхностных горизонтах коры” (Космическая информация .., 1983).

Выводы авторов монографии подтверждаются и материалами по Карело-Кольскому региону.

Неотектонический возраст нарушений, выделенных дистанционными методами, определяется следующими критериями:

1. Хорошая выраженность разломов (и линеаментов в целом) в рельефе - в виде линейных депрессий, ущелий, линейно вытянутых котловин, фиордов и т.д.

2. Наличие многочисленных зеркал скольжения со штриховкой и полировкой на стенках разломов. Эти зеркала недолговечны как геологическое образование и быстро выветриваются.

3. Разрывные дислокации нарушают покров четвертичных отложений, дислоцируют их, сминают в складки.

Этих признаков достаточно для обоснования неотектонического возраста разломов, тем более, что как писал П.С.Воронов (1968): “поскольку линеаменты выражены в современном рельефе, это убедительно доказывает их молодость, их тесную связь с неотектоническими движениями земной коры”.

Вопрос о возрасте разломов неразрывен с вопросом о возрасте (и происхождении) рельефа восточной части Балтийского щита - в первую очередь низкогорного рельефа типа Кандалакшских, Печенгских, Сальных, Чуна тундр и других гор и возвышенностей.

Принято рассматривать эти положительные сооружения в качестве архей-протерозойских надвиговых структур (Космогеологическая карта .., 1988). С такой точкой зрения можно согласиться лишь частично: горы и возвышенности Кольского п-ова имеют надвигово-взбросовую природу, но возраст этих структур неотектонический. Как уже указывалось, именно с таких позиций рассматривают генезис и возраст гор и возвышенностей Кольского п-ова Н.И.Николаев, С.А.Стрелков, Б.И.Кошечкин, В.Г.Легкова, Л.А.Щукин, В.Н.Бонбенков и другие исследователи, считая, например, Хибины, Ловозерские, Сальные тундры горстовыми поднятиями неоген-четвертичного возраста. На этих горах закартированы неогеновые поверхности выравнивания (работы А.Д.Арманда, С.К.Горелова и др.), а на юго-восточных склонах Хибин и в Кандалакшских тундрах четвертичные морские террасы, поднятые до высоты 260-300 м (Чувардинский, 1985).

Подытоживая материалы по этому вопросу, Б.И.Кошечкин (1969) писал: “На ранних этапах неотектонического развития новейшие подвижки как бы взломали жесткую консолидированную глыбу Кольского полуострова. Новейшие структуры, выделившиеся в виде блоков, проявились в рельефе в качестве его наиболее значительных форм - горных массивов и разделяющих их участков слабо деформированного пенеплена”. Выделяя Хибинско-Ловозерскую неоструктуру, Б.И.Кошечкин определяет амплитуду ее дифференцированного поднятия за неоген-четвертичное время порядка 600-900 м.

Г.С.Рубинраут (1987) оспаривает эти выводы, полагая, что Хибинские и Ловозерские горы выделялись в рельефе в результате избирательной денудации - сноса километровой толщи девонских осадочно-вулканогенных образований, перекрывавших в прошлом эти массивы. В качестве доказательства этому используется факт наличия девонских отложений на вершине и склонах Ловозерских тундр. Однако, Г.С.Рубинраут не объясняет, каким образом начисто снесена километровая толща девона с окружающих равнин и из депрессий рельефа, но сохранилась на склонах и вершинах Ловозерских гор. Ведь именно с горных склонов эта толща должна быть в первую очередь удалена эрозией.

Несомненно, более логичная и аргументированная схема развития этого района дана А.П.Афанасьевым (1977), который считает, что на месте Хибинских и Ловозерских гор был грабен, где и накопились сравнительно маломощные образования ловозерской свиты девона. Из материалов геологических съемок последних лет (М.М.Калинкин и др.) следует, что ловозерская свита девона является вулканогенно-осадочной фацией субвулканического интрузива Ловозерских тундр. Поэтому вопрос о каком-либо наличии и сносе толщ девонских отложений отпадает. Интенсивное блоковое поднятие массивов произошло уже в кайнозое.

По-видимому, вполне правомерно заключение С.К.Горелова (1984), согласно которому Хибины и Ловозерские горы образовались в результате “тектонического взламывания отдельных участков древних пенепленов и относятся к подтипу гор,

возникших вследствие новейшей активизации в результате поднятия по дугообразным разломам".

В пользу формирования Хибинских и Ловозерских гор в результате горстового воздымания - выдавливания интрузивных палеозойских массивов (с вовлечения в это поднятие отдельных блоков вмещающих пород (г.Лысая) свидетельствуют и данные по современному тектогенезу этих массивов. Так, по данным М.С.Маркова (1983) в Хибинском и Ловозерском массивах зафиксированы высокие сжимающие горизонтальные напряжения, достигающие 400-600 кгс/см^2, при этом, наибольшие амплитуды разрывов имеют субширотное направление, совпадающее с направлением вектора наибольшего горизонтального сжатия. Хибинские и Ловозерские интрузивы в целом в результате этих деформаций приобрели эллипсоидальную форму в плане. Тенденция этого сдавливания сохраняется и ныне (Марков, 1983).

Выше отмечалось, что численное моделирование тектонических процессов позволило Н.И.Колпакову с соавторами (1991) также прийти к выводу о горстово-тектоническом происхождении и неотектоническом возрасте горных возвышенностей Кольского полуострова.

В подтверждение выводов о кайнозойском возрасте гор и возвышенностей Кольского п-ова следует привести и расчеты денудации рельефа за геологическое время. З.Кукол в монографии "Скорость геологических процессов" (1987) приходит к выводу, что горные сооружения Земли в зависимости от их высоты могут быть срезаны эрозией до уровня пенеплена за 5-100 млн лет. Расчеты А.Е.Криволуцкого (1977) показали, что за период с миоцена до современной эпохи с положительных тектонических структур (с коробчатых антиклиналей) денудацией удалена толща пород примерно в 2 км. Для Кавказа этот же автор определяет снос горных пород мощностью 8 км за 12-13 млн лет, т.е. только за часть кайнозойской эпохи.

Это означает, что мелкие горные поднятия (типа тех, что имеются на Кольском п-ове), если они возникали в архее, протерозое и даже палеозое, не могли сохраниться до наших дней и были снивелированы за отрезки времени более короткие, чем продолжительность этих эпох. Более того, даже мезозойские горные системы должны быть разрушены до уровня пенеплена. И только горные сооружения альпийского и неотектонического горообразовательных циклов Земли, продолжали развиваться и сохраняются в рельефе.

Следует еще раз остановиться на тезисе об унаследованности движений по разломам с архея и докембрия до плейстоцена, о подновлении архейских разломов в новейший этап, о сохранении плана взаимопересекающейся сети разрывов с докембрия до наших дней. Именно таким "подновлением" принято объяснять морфологическую свежесть, выраженность в рельефе древнего плана сети планетарных разрывов (Космогеологическая карта .., 1983; Тектоника .., 1974). Эта точка зрения находится в явном противоречии с концепцией тектоники плит. Но даже придерживаясь позиций фиксизма, трудно утверждать неизменность положения разломных линий и неизменность вектора тектонических напряжений с докембрия до наших дней в пределах щита, испытавшего воздействие нескольких эпох орогенеза, циклов кислого, ультраосновного и щелочного магматизма, а также периодов смещения полюсов Земли (и, следовательно, переориентировки земного эллипсоида (геоида).

Действительно, многие неотектонические разломы развиваются по древним разломным зонам - по интрузивным породам и тектонитам, выполняющим эти зоны. Но это лишь потому, что неотектонические разломы Балтийского щита вообще формировались на докембрийских породах, значительная часть которых является тектонитами и интрузивными телами, внедрившимися по древним разломам. Кроме того, крупные перемещения по разломам, имевшим место в альпийский и новейший этапы активизации щита, также формировали разного рода тектониты, вызывали метаморфизм пород.

Можно отметить, что ряд региональных разломов, показанных на “Геологической карте-схеме Кольского полуострова” масштаба 1:1000000 (1980) и “Космогеологической карте северо-восточной части Балтийского щита” (1988) и датируемых археем и протерозоем, секут интрузивные образования палеозоя (например, Хибинский и Ловозерский массивы). Казалось бы, такие разломы на всем их протяжении следует датировать палеозойским или послепалеозойским временем. Но эти разломы входят составной частью в уже упоминавшуюся систему разрывов и морфологически не отличаются от подобного ранга разломов этой системы. Следовательно, признав палеозойский (послепалеозойский) возраст разломов, секущих палеозойские образования, необходимо пересматривать возраст разломов, образующих совокупную сеть разрывов - в первую очередь разрывов, выделенных дистанционными методами.

Существуют и другие аргументы, не позволяющие рассматривать дешифрируемые по аэро- и космоснимкам разрывы, в качестве архей-протерозойских. Будь эти разломы столь древнего заложения, то они были бы залечены, выполнены вещественными образованиями соответствующего возраста: интрузивными, гидротермально-метасоматическими, в том числе породами определенных фаций метаморфизма, тектонитами. В этом отношении несомненный интерес представляет возрастная классификация разломов Балтийского щита, разработанная группой исследователей во главе с А.В.Савицким. По А.В.Савицкому и др. (1986) разломы позднеархейского времени (лопийские) выполнены агматитами, мигматитами, породами амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, группой интрузивных пород (гранитами, габброидами, гипербазитами, пегматитами).

Раннепротерозойские разломы (карелий) выполнены телами интрузивных пород (габбро-нориты, граниты, гипербазиты, габбро-диабазы и др.) и тектонитами-мигматитами, бластомилонитами, катаклазитами, породами амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. К тектонитам, выполнившим разломы этого времени, отнесены очковые гнейсы, сложно дислоцированные складчатые породы, агматиты.

Разломы позднего протерозоя (рифей) выполнены милонитами, катаклазитами и бластокатаклазитами зеленосланцевой фации метаморфизма, а также интрузивными породами - гранитами рапакиви, лейкократовыми гранитами, габбро-норитами, габбро-диабазами, долеритами и др.

Разломы палеозойского времени “залечены” щелочно-ультраосновными породами, нефелиновыми сиенитами, эксплозивными брекчиями, различного рода гидротермально-метасоматическими породами. Тектониты палеозоя представлены грубыми катаклазитами, какиритами, развальцованными породами, брекчиями, зонами трещиноватости и сближенными кулисообразными разломами.

Таким образом, по А.С.Савицкому только в строении палеозойских разломных зон имеет место трещиноватость, т.е. открытые незаполненные веществом трещины и сближенные разломы.

Приведенные материалы показывают, что разломы архей-протерозойского и даже палеозойского времени должны выявляться не по дешифрированию линеаментов, а по реальным геологическим телам, выполняющим эти разломы - будь то интрузии, гидротермальные образования или тектониты, преобразованные в породы соответствующих фаций метаморфизма.

Разломы, хорошо выраженные в рельефе и уверенно дешифрируемые на аэроснимках и космофотоматериалах, должны относиться к кайнозойским (неотектоническим). При этом нельзя исключать, что часть разломов наследует мезозойский структурный план.

Отсутствие четких критериев определения возраста разломов Балтийского щита и принципов их картирования приводит к тому, что геолого-тектонические карты и схемы, составленные разными авторами, существенно отличаются одна от другой.

Такие неувязки можно найти даже в изданиях одного и того же коллектива ученых. Так, система разломов на “Геологической карте-схеме Кольского полуострова масштаба

1:1000000” (гл. редактор Г.И.Горбунов), которая прилагается к монографии “Минеральные месторождения Кольского полуострова” (1981) весьма резко (если не сказать кардинально) отличается от схемы разломов в “Схеме главнейших разломов и блоков”, помещенной в тексте монографии. И это несмотря на то, что автором ее (совместно с С.И.Макиевским) является главный редактор вышеназванной карты.

1.4. Сдвиговая тектоника в зоне Кандалакшского грабена

Для понимания развития разрывных структур, их рельефообразующей роли важное значение имеет изучение разломов сдвигового типа. Это обусловлено несколькими причинами. Во-первых, сдвиги обычно представляют собой региональные разломы, с подчиненной им системой параллельных сдвигов меньших порядков. Во-вторых, в структурах сдвиговых зон реализуются все известные типы тектонических разрывов.

Как отмечали еще в 1963 г. В.С.Буртман, А.В.Лукьянов, А.В.Пейве и С.В.Руженцев (1963), “в разломах сдвигового типа одно и то же движение проявляется в форме сдвигания и в форме сжатия, вызывая формирование соответствующих тектонических структур”. В пределах одного и того же разлома в процессе его развития участки сдвигания сменяются участками сжатия (и, соответственно, формирования взбросов) и участками растяжения и формирования раздвигов и сбросов. Наконец, как известно, на окончании сдвигов образуются оперяющие структуры сжатия и растяжения - взбросо-надвиги и сбросы. Все эти структуры имеют большое рельефообразующее значение.

За основу строения сдвиговой зоны, видимо, следует принять схему, предложенную В.Д.Парфеновым (1983), которая составлена с использованием многочисленных экспериментальных данных и натурных наблюдений советских и зарубежных исследователей (рис.17). Эта схема представляется приемлемой и потому, что отраженные в ней закономерности строения сдвиговой зоны согласуются со строением сдвигов мелких порядков, изученных на площади Кандалакшского грабена, в частности на участке мыса Кочинного.

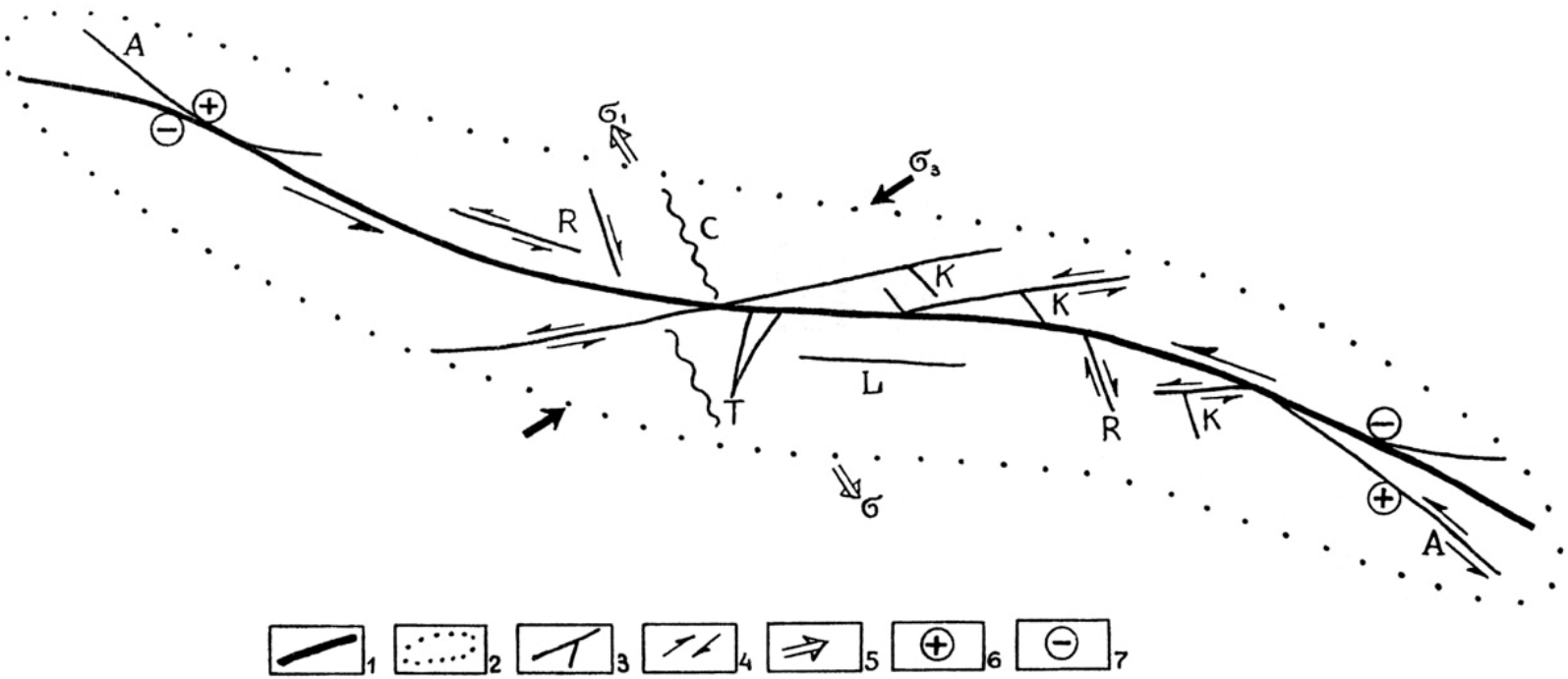


Рис.17. Обобщенная схема строения сдвиговой тектонической зоны (по В.Д.Парфенову, 1983)

1 - основной тектонический шов; 2 - область распространения повышенных касательных напряжений; 3 - оперяющие разрывы: A, R, L, K - сколы, T, C - отрывы; 4 - направление смещения по сопряженным разрывам; 5 - плановая проекция осей нормальных напряжений (δ_1 и δ_3) в зоне сдвигания; 6,7 - зоны: 6 - сжатия, 7 - растяжения, δ_3 - ось главных нормальных напряжений. Линия сопряжения сколов совпадает с осью δ_2, а сами они располагаются симметрично под углом 45° к оси главных нормальных напряжений δ_3

Для понимания развития сдвигов и оперяющих структур полезны схемы и других исследователей, в частности схема Л.М.Расцветаева (1987) (см. рис.15). Хотя эти схемы построены в основном по данным лабораторных экспериментов, они также подтверждаются наблюдениями в зоне Кандалакшского грабена, других районов щита, что будет показано ниже.

Кандалакшский грабен[1] расположен в осевой части Беломорского блока Балтийского щита. Грабен имеет выдержанное северо-западное простирание, к нему приурочен одноименный залив Белого моря. Предполагается, что глубинные разломы СЗ простирания здесь были заложены еще в протерозое. В палеозое в пределах этой зоны имела место тектоно-магматическая активизация, о чем свидетельствует широкое проявление здесь щелочного и кимберлитового магматизма (массивы щелочно-ультраосновных пород Кандагубский, Турьего мыса, многочисленные дайки щелочных пород и кимберлитов).

Современное структурно-геоморфологическое оформление этой крупной разрывной зоны связано с неотектоникой, процессы которой определили не только общее простирание грабена, но и детали рельефа его впадины и прибортовой части.

В строении бортов и дна Кандалакшского грабена участвуют архейские метаморфические породы - преимущественно беломорские гнейсы и породы гранулитовой формации. В ЮВ части грабена - близ п-ова Турьего северный борт грабена и его дно сложено верхнепротерозойскими песчаниками. Метаморфические и осадочные породы прорваны многочисленными интрузиями гранитов, основных и ультраосновных, а также щелочно-ультраосновных пород.

Дешифрирование аэро- и космоснимков, наземные исследования, а также материалы морских работ, проведенных ВСЕГЕИ (Спиридонов М.А. и др., 1973) показывают, что кристаллический фундамент рассматриваемого района разбит густой сетью разломов разных порядков и типов.

В пределах изученной части грабена - от Кандалакши до Порьей губы и прилежащей суши выделяется четыре основные системы разломов:

I - СЗ простирания (СЗ 300-320°);

II - СВ простирания (СВ 45-60°);

III - субширотного и широтного простирания (70-90°);

IV - субмеридиональные разрывы (0-20°).

Для каждой секции грабена характерно преобладание разрывов определенного направления. Так разломы сдвигового типа явно доминируют на ЮВ окончании и в центральном секторе рассматриваемой части грабена (район между Порьей губой и островом Ряшков). В то же время в СЗ части грабена (г.Кандалакша, Колвицкая губа) в строении грабена существенную роль играют сбросы. Это находит соответствующее отражение в простирании разрывов, в тенденции более широкого развития разломов СВ и субмеридионального простирания.

Разрывные нарушения зоны Кандалакшского грабена отчетливо проявлены в рельефе суши и морского дна, хорошо картируются геоморфологическими методами. В осевой части Кандалакшского грабена в акватории Кандалакшского залива выделяется три разлома СЗ простирания, которые можно отнести к глубинным разломам регионального типа. Это Карельский, Кандалакшский и Колвицкий разломы. Они прослеживаются от группы островов Телячий-Олений-Анисимов в ЮВ направлении (по азимуту ЮВ 130-140°) почти до широты Порьей губы, где срезаны крупным широтным разломом (рис.18). На юго-восточном окончании этой разломной зоны Кандалакшский и Колвицкий разломы сливаются в один. На месте их соединения М.А.Спиридоновым и др. (1973) закартирована узкая подводная ложбина глубиной более 100 м. Кроме этих

[1] Рассматривается северо-западная часть грабена, известного в литературе как Онежско-Кандалакшский грабен (Константиновский, 1977) и Кандалакшский раздвиг (Доливо-Добровольский, 1983; Федоров, 1987).

крупных сдвигов в зоне Кандалакшского грабена - на суше и морском дне зафиксированы сдвиги более мелких порядков (часто они параллельны главным сдвигом) и большое количество оперяющих разломов.

Разломы в осевой части Кандалакшского грабена рассматриваются в качестве сдвигов, чему имеются следующие доказательства: большая протяженность и выдержанное простирание разломов, хорошая геоморфологическая выраженность их в форме узких линейных депрессий.

Кроме геоморфологических, имеются и геологические признаки, сдвигового смещения по рассматриваемым разломам. На этом вопросе следует остановиться несколько подробнее. Для района Кандалакшского грабена характерна хорошая, хотя и неравномерная обнаженность. Кроме того, в самой акватории Кандалакшского залива имеется множество островов - шхер, почти полностью обнаженных. Это дает ценный материал для познания строения дна залива и изучения разломной тектоники района, тем более, что крупные сдвиги на отдельных своих отрезках контактируют с островами.

Имеются следующие геологические доказательства горизонтальных смещений по этим разломам.

1. На вертикальных бортах разломов - зеркалах скольжения имеются параллельная система горизонтальной штриховки и борозд. Ориентировка штрихов и борозд и простирание зеркал скольжения соответствует простиранию разломных зон.

2. Прослеживание даек щелочно-ультраосновных пород, развитых на островах - шхерах, разделенных разломами, показывает, что эти дайки даже на близлежащих островах смещены относительно друг друга. На это обстоятельство ранее обратили внимание А.Г.Булах и В.В.Иваников (1984). Горизонтальные смещения по системе разломов - сдвигов закартированы также при изучении даек щелочно-ультраосновных пород в восточной части Кандалакшского грабена (Чувардинский, 1989). Горизонтальные дислокации развиты и в зонах сдвигов в западной части грабена. Например, на о.Овечий в Ковдской губе по смещению крупной пегматит-кварцевой жилы устанавливается сдвиг с горизонтальной амплитудой смещения около 150 м.

3. Картирование метаморфических пород иногда позволяет выделить маркирующие толщи и проследить их смещение по разлому. Одна из таких маркирующих толщ - ураноносные метасоматиты смещены по крупному Старцевскому разлому на 1.9 км в горизонтальном плане.

4. Горизонтальные малоамплитудные смещения по сдвигам мелких порядков (параллельных главным сдвигам) устанавливаются непосредственно в обнажениях - при наличии маркирующих образований (жил, даек, характерных прослоев).

5. Данные сейсмотектонических исследований Кандалакшского землетрясения 1967 года показали, что оно вызвало смещения типа взбросо-сдвига по разлому в осевой части грабена (Ассиновская, 1986).

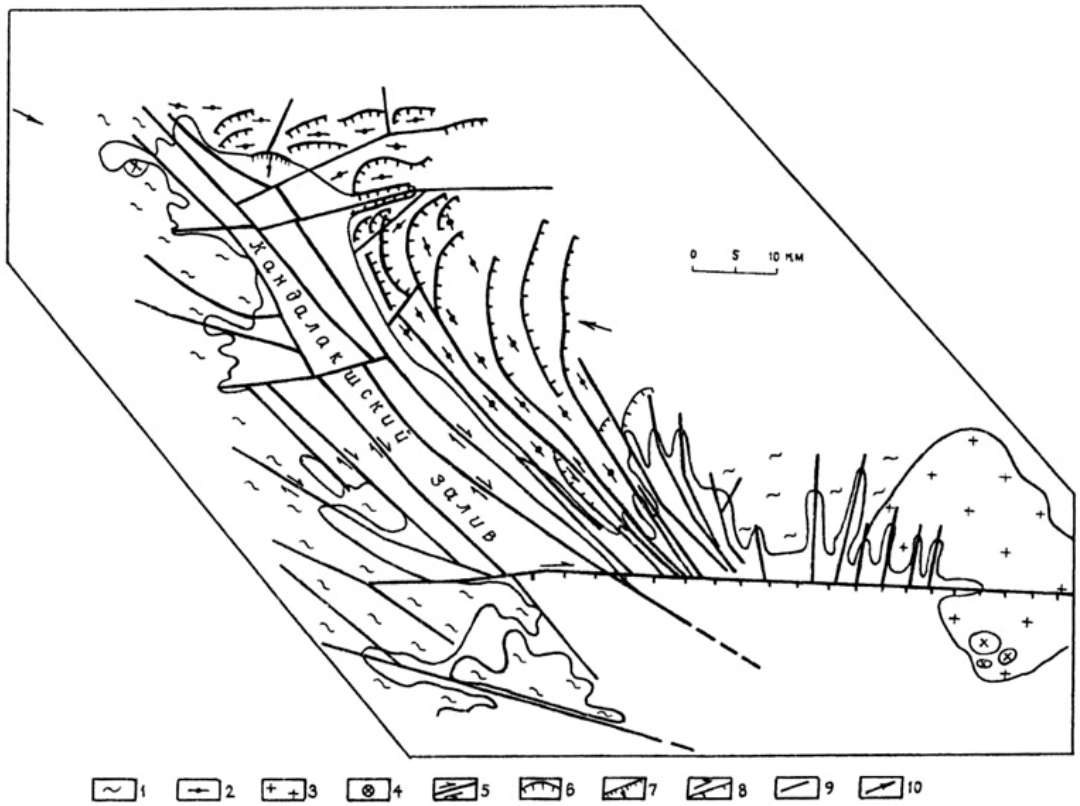


Рис.18. Схема разломной тектоники северо-западной части Кандалакшского "грабена"

1 - гнейсы беломорской серии; 2 - породы гранулитовой формации; 3 - гранитоиды; 4 - массивы щелочных ультраосновных пород; 5 - сдвиги; 6 - надвиги; 7 - сбросы; 8 - сдвиго-сбросы; 9 - разломы (без определения их типа); 10 - направление регионального тектонического сжатия

1.4.1. Строение сдвигов мелких порядков

Изучение строения сдвигов мелких порядков в зоне Кандалакшского грабена имеет ряд преимуществ перед изучением крупных разломов. К этим преимуществам относится полная обнаженность участков развития таких сдвигов и возможность установить амплитуду смещения по ним (при наличии маркирующих горизонтов). Хорошая обнаженность позволяет изучить особенности развития оперяющих разрывов, познать рельефообразующую роль сдвигов. Такие сдвиги изучены на участках в 0.5 и 1.5. км к СЗ от мыса Кочинного (ЮВ борт Кандалакшского грабена). Эти сдвиги относятся к разрывам мелких порядков, но они параллельны более крупным сдвигам, развитым в этом районе. Поэтому есть основание полагать, что формирование мелких и крупных сдвигов вызвано однонаправленным горизонтальным тектоническим сжатием, имеющим региональный характер. На формирование системы параллельных сдвигов разных порядков ранее указывал В.Ярошевский (1981), подчеркивая при этом, что сдвиги мелких порядков, параллельные главному сдвигу, образуются под влиянием тех же касательных напряжений, какие формировали и главный сдвиг.

Сдвиги участка в 0.5 км к СЗ от мыса Кочинный. Эти сдвиги развиты в прибрежной зоне Кандалакшского залива в породах гранулитовой формации - гранатовых и полевошпатовых амфиболитах с мелкими телами габброидов. Простирание пород на этом участке устойчивое: СЗ 300-320°, падение СВ под углом 60-80°. Сдвиговые трещины имеют в общем согласное с амфиболитами простирание - СЗ 310-315°. Падение плоскости сдвига от субвертикального (СВ 70-80°) до вертикального. Исследовано два субпараллельных сдвиговых разлома. По простиранию они прослежены на расстоянии от 90 до 300 м (оба разлома на СЗ и ЮВ уходят под акваторию залива (рис.19).

Сдвиговые трещины отстоят друг от друга на расстояние 10-12 м, образуя удлиненные, плоские блоки. Поверхность блоков представляет собой отполированные, уплощенные скальные выходы с системой штрихов и борозд двух генераций: I - СЗ 310° и II - СЗ 280-290°. Штрихи первой генерации следуют вдоль сдвигов, а штрихи и борозды второго направления ориентированы под углом 30-40° к сдвигам и развиты более широко, чем первые. Штрихи и борозды с простиранием СЗ 280-290° вместе с полированной скальной поверхностью являются следами надвиговых смещений и рассматриваются в качестве зеркал скольжения надвигов, смещавшихся под углом 30-40° по отношению к сдвигам. Эти надвиги являются оперяющими по отношению к более крупным сдвигам, развитым на прилежащих участках морского дна.

Рассматриваемые сдвиги мелких порядков пересекаются поперечными кварц-полевошпатовыми (гранитные пегматиты) крутопадающими жилами мощностью 2-20 см. По смещению этих жил разломами определяется амплитуда горизонтального смещения на ряде отрезков сдвига, а также направление этих смещений.

Сдвиговые трещины в своей верхней части имеют вид узких щелей шириной 5-10 см, стенки трещин смыкаются уже на глубине 10-30 см. Вдоль бортов сдвиговых трещин развиты катаклазированные и милонитизированные породы мощностью от первых сантиметров до 0.5 м. Иногда на вертикальных стенках сдвиговых трещин отмечается горизонтальная штриховка, ориентированная вдоль сдвига. Здесь же развиты желоба выдавливания, возникшие вследствие выдавливания мелких блоков-клиньев на участках сжатия сдвигов. Штриховка на вертикальных зеркалах скольжения таких желобов имеет субгоризонтальное положение и по восходящей линии направлена в сторону смещения блоков-клиньев. Выдавливание приразломных блоков идет здесь по типу образования надвигов.

Под углом к сдвигам и, иногда, поперек их, развиты трещины растяжения, мелкие сбросы, а также оперяющие сдвиги в виде узких неглубоких щелей. Сбросы представляют

круглостенные ущелья шириной до нескольких метров и глубиной до 5-8 м, амплитуда вертикального смещения по ним составляет 3-4 м и, возможно, больше.

Падение трещин растяжения и сбросов везде крутое - от 70° до вертикального. Некоторые трещины растяжения смещаются сдвигами.

Поперечные кварц-полевошпатовые жилы и трещины растяжения смещены сдвигами в горизонтальном направлении на расстояние 0.3-1.2 м. При этом смещения на разных участках смежных сдвигов имели разную амплитуду и разную направленность горизонтальных движений.

Вероятнее всего, что разная амплитуда смещений и их разная направленность имеет локальное значение и связана с различной трещиноватостью смежных блоков и влиянием оперяющих разрывов.

Другая система мелких сдвигов изучена на участке в 1.5 км к северо-западу от мыса Кочинный (рис.20). Здесь на двупироксеновых сланцах развито несколько сдвиговых трещин, ориентированных в направлении СЗ 310-330°, СВ 0-10° и СЗ 0-350°. Длина прослеженных сдвигов 80-100 м - они пересекают скалистый мыс и по обе стороны его уходят под воды залива. Падение разломов восточное под углом 70°, они имеют вид трещин, раскрытых на глубину 0.2-0.6 м в самой своей верхней части. Ширина трещин на поверхности 0.1-0.5 м. Края их большей частью неровные, рваные, на некоторых участках наблюдается полировка стенок трещин. Вдоль трещин имеется система штрихов, параллельная простиранию трещин-сдвигов. На ряде участков сдвигов отмечена зона катаклаза мощностью 0.2-0.3 м, а также приразломная брекчия такой же мощности.

Горизонтальные смещения в этой системе сдвигов фиксируются по смещению в плане крутопадающих кварц-полевошпатовых жил, пересекающих сдвиги. Мощность жил - 3-10 см, они достаточно удовлетворительно идентифицируются на разных крыльях сдвига. Амплитуды горизонтальных смещений по сдвигам невелики от 0.2 до 1.2 м и, возможно, до 2 м. При этом, также как и на предыдущем участке, отмечается неравномерное смещение на разных отрезках сдвига и, возможно, разный знак смещения.

В центральной части южного сдвига наблюдается тектонический клин - ограниченный трещинами - блок-клиновидной формы, размером 6х20 м. Здесь наблюдается горизонтальное смещение с амплитудой до 1.2 м, что указывает на имевшие место процессы выдавливания клина в ЮВ направлении. В пределах сдвига, изображенного в нижней части рисунка, отмечаются и более мелкие зоны (сектора) сжатия и растяжения.

Поверхность двупироксеновых сланцев и небольшого тела габброидов представляет собой систему зеркал скольжения взбросо-надвигов. Она отполирована, на ряде зеркал скольжения развита система параллельных штрихов двух направлений: I - СЗ 260° и II - СЗ 280-290°. Эти штрихи (и зеркала скольжения) ориентированы под углом 20-60° и сдвигом мелких порядков и, видимо, являются оперяющими сколами более крупных сдвиговых смещений.

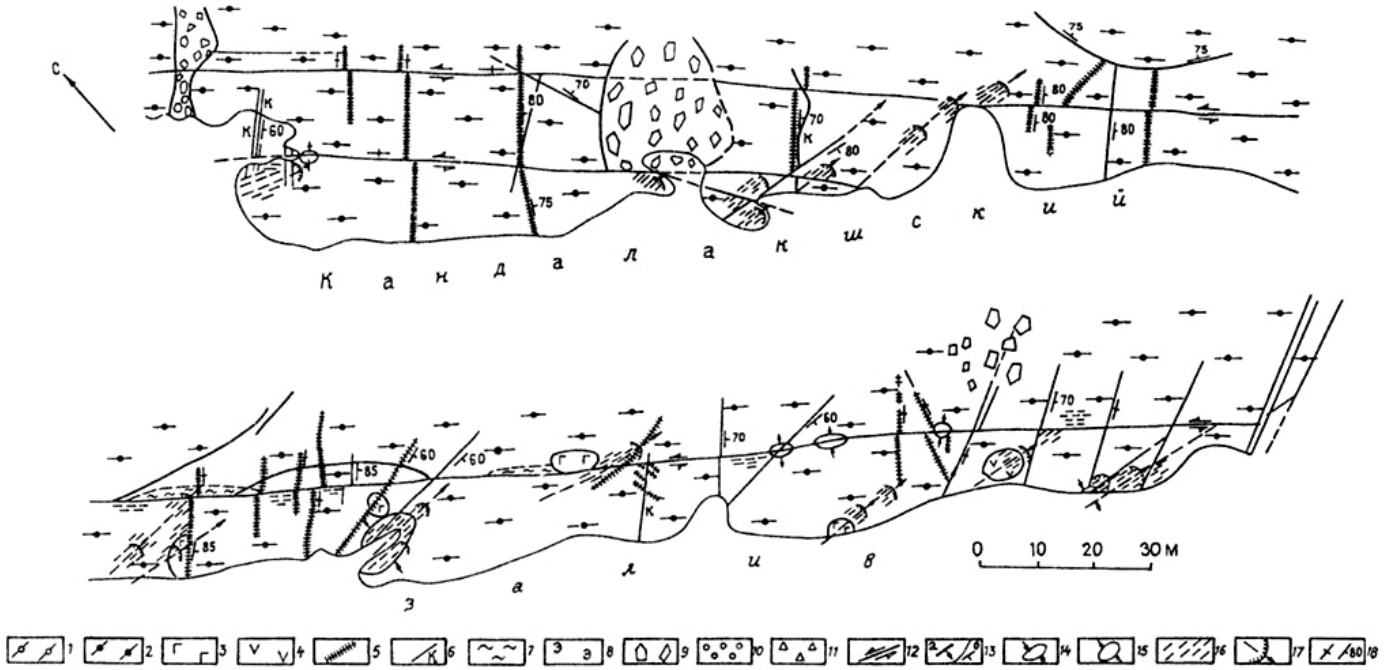


Рис.19. Схема разломной тектоники на участке в 0.5 км к СЗ от мыса Кочинкого (восточный блок Кандалакшского "грабена") (В.Г.Чувардинский, 1992)

1 - двупироксеновые сланцы (на рис.20); 2 - амфиболиты; 3 - габбро; 4 - измененные основные породы с миндалекаменной структурой; 5 - жилы кварцполевошпатового состава (гранитные пегматиты); 6 - жилы кальцитовые; 7 - катаклазированные породы; 8 - эпидотизация пород; 9 - крупноглыбовый материал; 10 - галечники; 11 - щебень в зонах дробления; 12 - сдвиги; 13: а - сбросы, б - трещины растяжения; 14 - сектора сжатия сдвига; 15 - сектора растяжения сдвига; 16 - тектонические штрихи и борозды; 17 - зеркала скольжения надвигов; 18 - элементы залегания метаморфических пород, жил и разрывов

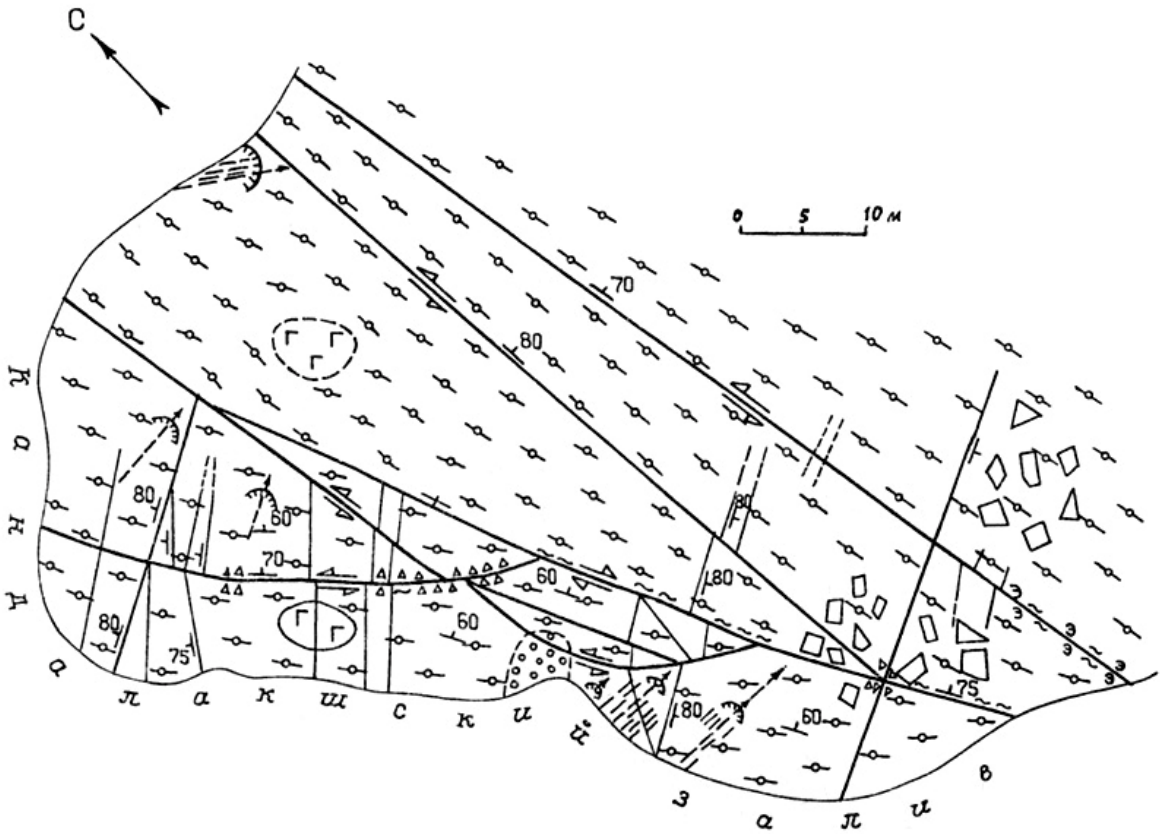


Рис.20. Схема разрывной тектоники на участке 1.5 км к СЗ от мыса Кочинного (восточный борт Кандалакшского "грабена") (В.Г.Чувардинский, 1992)

Условные обозначения на рисунке 19

Подводя некоторые закономерности строения мелких сдвиговых зон, можно отметить следующее.

Влияние сдвигов мелких порядков на образование оперяющих структур ограничивается узкой приразломной зоной. Здесь формируются микросколы надвигового типа, сдвиги мелких порядков, а также трещины растяжения.

Характерной особенностью рассматриваемых сдвигов является наличие приразломных секторов сжатия и растяжения. И те и другие наиболее ярко проявлены в плоскости сдвига и чередуются по его простиранию. Секторы растяжения - это открытые трещины с рваными, неровными краями, тогда как сектора сжатия представляют узкие приразломные желоба (или "ванны") со следами выдавливания блоков - клиньев. Борта таких желобов отполированы, на них развиты системы штрихов, направленных вдоль разлома по восходящей субгоризонтальной линии. Особо следует подчеркнуть, что приразломное выдавливание блоков и смещение их по типу взбросо-сдвигов развивалось только в верхней части сдвигов. На это указывает глубина желобов - в рассматриваемых сдвигах она не превышает 2-4 м, а чаще всего составляет 0.5-1 м.

Выдавливание приразломных блоков и образование желобов происходит и без смещения крыльев разрывов. Это видимо, связано с реализацией избыточных напряжений в массивах пород путем приповерхностного скалывания блоков пород. При этом видимых смещений крыльев разлома может и не быть.

Изучение сдвигов мелких порядков ставит следующие вопросы:

1. Можно ли распространять особенности строения и развития мелких сдвигов на более крупные сдвиговые структуры.

2. Какова толщина смещаемых блоков пород в сдвиговой зоне (т.е. глубина воздействия сдвига).

Касаясь первого вопроса, следует подчеркнуть удивительную общность строения морфоструктуры мелких и крупных приразломных (в том числе сдвиговых) зон. Для этого достаточно сравнить аэроснимок хорошо обнаженного участка щита со снимком полностью обнаженного участка небольшого размера (сфотографированного с высоты 50 м), чтобы увидеть общность рисунка их разломной сети и трещиноватости, несмотря на огромную разницу в масштабе. Это позволяет говорить о принципиально близком тектоно-динамическом аспекте формирования мелких и крупных разрывных структур. Поэтому изучение разломов мелких порядков для познания процессов развития крупных разломных зон не менее плодотворно, чем лабораторные исследования по этой тематике.

Относительно глубины воздействия сдвигов и толщины смещаемых блоков имеются лишь косвенные данные. В рассмотренных мелких сдвигах расстояние между соседними разрывами, вдоль которых шло смещение, составляют 10-14 м. Учитывая, что кристаллические породы в своей верхней части разбиты также системой горизонтальных трещин, и эти трещины использовались для смещения по ним, можно полагать, что толщина смещаемых блоков не превышала нескольких метров или десятка метров. Подтверждением этому является высота вертикальных бортов некоторых сдвигов - она составляет порядка 10 м или меньше и снизу ограничена горизонтальными зеркалами скольжения. Смещение таких блоков идет по типу близгоризонтальных сколов. Подстилающая горизонтальная плоскость раздела или борта сдвигов (ложе автохтона) полируются и штрихуются даже при небольшой амплитуде смещения. Такие "скрытые" зеркала скольжения впоследствии обнажаются в результате разрушения и сноса обломков сдвинутой пластины.

Что касается более крупных разломных зон Кольского полуострова, то глубина смещений по сдвигам в неотектонический этап вероятно не превышает сотен метров. На это прежде всего указывает глубина депрессий тектонического происхождения - она составляет порядка десятков-сотен метров.

В заключение следует остановиться на точке зрения, - согласно которой зону Кандалакшского грабена принято рассматривать в качестве структуры растяжения и

раздвига. Термин “Кандалакшский раздвиг” широко применяют А.В.Доливо-Добровольский (1983) и Е.Е.Федоров (1987). “Кандалакшский раздвиг” часто фигурирует на геотектонических схемах восточной части Балтийского щита, рекомендуется даже использовать Кандалакшский раздвиг в качестве тектонотипа для познания природы крупных авлакогенов Русской плиты (“Космическая информация в геологии” (1983); “Космогеология в СССР” (1987).

Надо отметить, что эти воззрения, как бы ни привлекательны они были, не подкреплены фактическим материалом и скорее всего основаны на конфигурации Кандалакшского залива, как впадины, глубоко вдающейся в восточный склон Балтийского щита, что создает иллюзию “раздвигания” Кольского п-ова и Карелии по оси этого залива.

Приведенные выше материалы доказывают, что северо-западная часть Кандалакшского грабена на неотектоническом этапе испытывает не растяжение, а горизонтальное сжатие. Свидетельством этому является доминирующее развитие в этой зоне структур сжатия и сдвига.

Структурная зона, лежащая собственно в контуре впадины Кандалакшского залива, представляет собой серию параллельных и субпараллельных сдвигов разных порядков, сопряженных с большим количеством оперяющих разломов северо-восточного, субширотного и других простираний. Дислокационный тектонический процесс в этой зоне осуществляется преимущественно в форме разноамплитудного смещения крупных и мелких клиньев, плоских блоков и тектонических брекчий по разломам северо-западного простирания. По существу здесь имеет место направленное с северо-запада на юго-восток, сдвиговое смещение в полосе шириной 12-15 км и протяженностью более 70 км. Сдвиговое смещение в юго-восточном направлении осложняется движениями по надвигам, сбросо-сдвигам и сбросам других направлений, но разломами, контролирующими развитие дислокационного процесса, являются сдвиги осевой части впадины Кандалакшского залива.

“Признавать способность
ледниковых масс механически
разрушать горные породы - значит
приписывать им мифические свойства”.

Акад. Н.А.Шило,
проф. И.Д.Данилов (1984)

Глава 2

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЭКЗАРАЦИОННЫХ ТИПОВ “ЛЕДНИКОВОГО” РЕЛЬЕФА

Изучение процессов разломной тектоники, крупных и мелких дислокаций имеет прямое отношение к познанию механизма формирования рельефа, который принято называть ледниково-экзарационным.

В восточной части Балтийского щита, в том числе в зоне Кандалакшского грабена, этот рельеф развит весьма широко. Группы экзарационного рельефа - бараньи лбы, курчавые скалы, фиорды, шхеры, полированные и штрихованные скальные поверхности считаются ярким доказательством выпахивающей и полирующей деятельности ледника.

В данном разделе обосновывается тектонический генезис фиордов и шхерного рельефа, бараньих лбов и курчавых скал, штриховки и полировки скальных пород, рассматривается строение зеркал скольжения. Сообразно этому, признаки направленного тектонического смещения блоков и обломочных масс (в виде ориентировки зеркал скольжения, простирания штрихов и борозд и т.д.) используются в практике валунных поисков.

2.1. Бараньи лбы, курчавые скалы, штриховка и полировка

Крупные разломные зоны, активные и в настоящее время, являются весьма благоприятными для познания механизмов образования указанных форм рельефа. К таким зонам относятся Кандалакшский и Ладожский грабены, фиордовый берег Мурманского блока, другие тектонически активные зоны щита. Именно в таких районах широко развит весь комплекс “экзарационного” рельефа и в первую очередь рельеф бараньих лбов и курчавых скал.

Согласно “Гляциологическому словарю” (1984) бараньи лбы - это продолговатые асимметричные холмы и гряды высотой от нескольких до десятков метров, сложенные кристаллическими породами. Одни их склоны (со стороны движения ледника) отполированы и покрыты штрихами, другие - более крутые, ограничены трещинами. Группы бараньих лбов образуют рельеф курчавых скал. В широкой геолого-геоморфологической литературе к этим типам рельефа относят вообще любые полированные и штрихованные скальные поверхности независимо от их формы (см., например, многочисленные фотографии бараньих лбов в книге Г.С.Бискэ “Четвертичные отложения и геоморфология Карелии” (1959).

Рельеф бараньих лбов и курчавых скал развит на всех типах кристаллических пород - метаморфических, вулканогенно-осадочных, интрузивных породах архея, протерозоя и палеозоя. Наиболее типичные, “эталонные” формы этого рельефа сформированы на интрузивных массивно-кристаллических породах - гранитах, габброидах, перидотитах.

Исследования показали, что формы “экзарационного” рельефа парагенетически связаны с неотектоническими разломами. Они развиты в зонах сдвигов, взбросов и сбросов.

Рельеф бараньих лбов и вообще полированные и штрихованные скалы являются следами приповерхностных тектонических смещений блоков пород вдоль этих разломов. Полированные и штрихованные скалы - это ни что иное как тектонические зеркала скольжения.

Имеются многочисленные доказательства сказанному:

1. В обнажениях, представляющих собой группы бараньих лбов, устанавливается непосредственное продолжение полированных и штрихованных скальных поверхностей под блоки коренных пород (рис.21). Погружение полированных и штрихованных плоскостей под блоки пород наблюдается в бортах фиордов, друмлинов и, особенно, в полосе развития шхерного рельефа - везде, где имеются крупные площадные обнажения кристаллических пород. На хорошо обнаженных участках щита можно проследить как непосредственное погружение полированных плоскостей под коренные породы, так и проследить их продолжение под эти породы путем удаления части кроющего пласта (рис.22). При таком удалении породы удается обнаружить под аллохтоном не только полированное ложе, но и тектоническую глинку трения. Мощность наблюдаемых нами глинок трения в надвигах и сдвигах мелких порядков составляла от нескольких миллиметров до первых сантиметров, тектонические брекчии также маломощны - сантиметры-доли метров, реже более.

Подобное структурное залегание отполированных и штрихованных скальных поверхностей показывает, что мы имеем дело с тектоническими зеркалами скольжения. Механизм их образования известен давно и заключается в следующем: при скольжении блоков вдоль линии разрыва, плоскости сместителей притираются, полируются, на породах образуются штрихи, борозды, ориентированные по направлению смещения блоков, различные мелкие сколы. Происходящие при этом приразломные срывы пород дают материал для брекчии трения и глинки трения.

Зеркала скольжения разных типов разрывных смещений различаются между собой. Наиболее выразительные зеркала скольжения и наиболее выразительный рельеф “бараньих лбов” и “курчавых скал” образуется в системе взбросо-надвиговых разрывов. Зеркала скольжения взбросо-надвигов, формирующие этот рельеф, имеют выпуклую форму, хорошо отполированы и почти всегда покрыты системой параллельных (субпараллельных) штрихов и борозд (рис.23). Бараньи лбы, образующиеся при сбросах соскальзывания, имеют более ровный (плоский) рельеф сместителя, штрихи и борозды наблюдаются редко (рис.24).

На участках развития так называемых плоских, плитообразных сдвигов, когда блоки смещаются по неглубоко залегающему горизонтальному сместителю, образуется рельеф уплощенных курчавых скал. Зеркала скольжения при этом формируются и на горизонтальном ложе и в вертикальном борту сдвига, причем штрихи и борозды на сместителях параллельны и ориентированы в сторону сдвигового смещения. Сдвиги в таких случаях приобретают черты плоских надвигов (рис.25).

Большое значение на морфологию рассматриваемого рельефа оказывают оперяющие разрывы, в том числе сколы, субпараллельные к сдвигам.

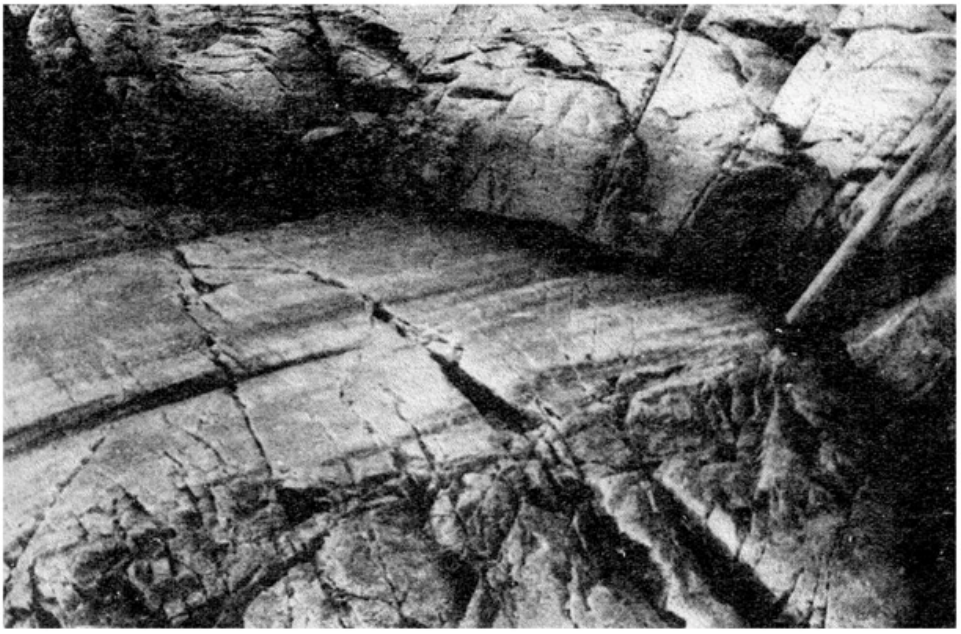


Рис.21. Надвиговое происхождение полировки и борозд "экзарационного" рельефа

а) общий вид надвиговой структуры: гранито-гнейсы, о.Великий, Белое море; б) деталь строения структуры. Прослеживается продолжение полированной и изборожденной плоскости надвига под аллохтонный блок (фото автора)

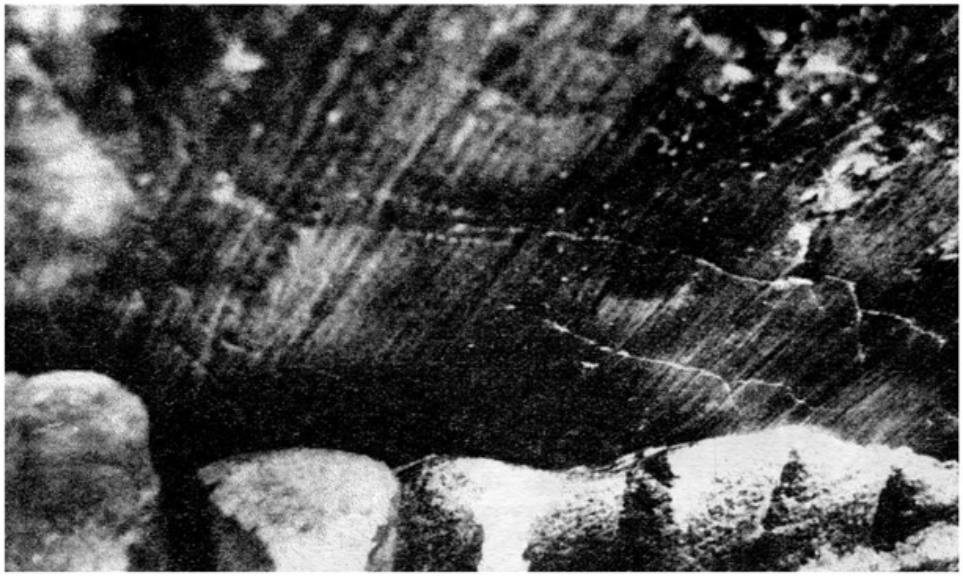


Рис.22а. Борозды в подошве взброшенного крыла надвига, нависающего над водой в виде карниза. Видно погружение изборожденного зеркала скольжения в массив пород. Граниты, Ладожское озеро (фото автора)

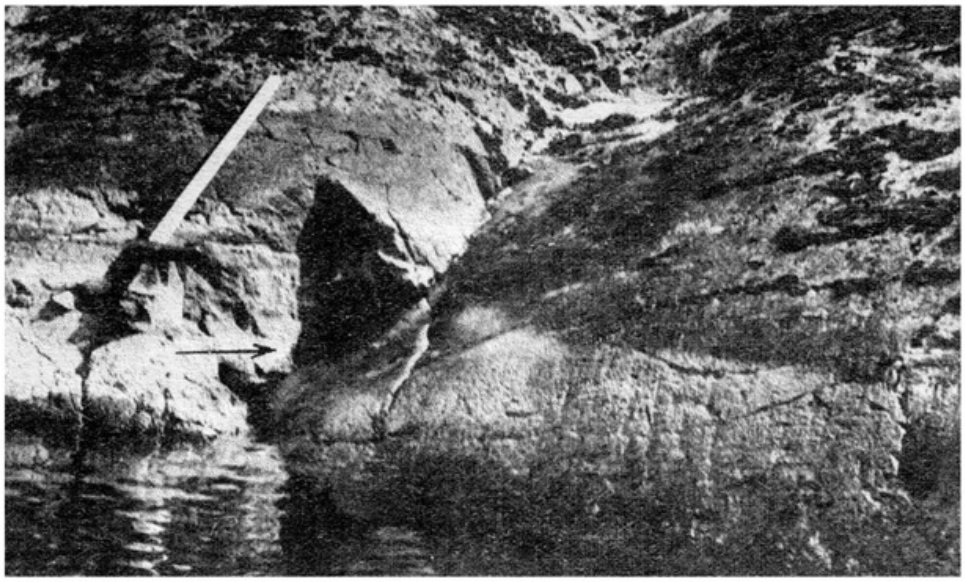


Рис.22б. "Бараньи лбы" надвигового происхождения. С целью прослеживания полировки и борозд под смежный блок, часть блока удалена. Граниты, Ладожские шхеры (фото автора)

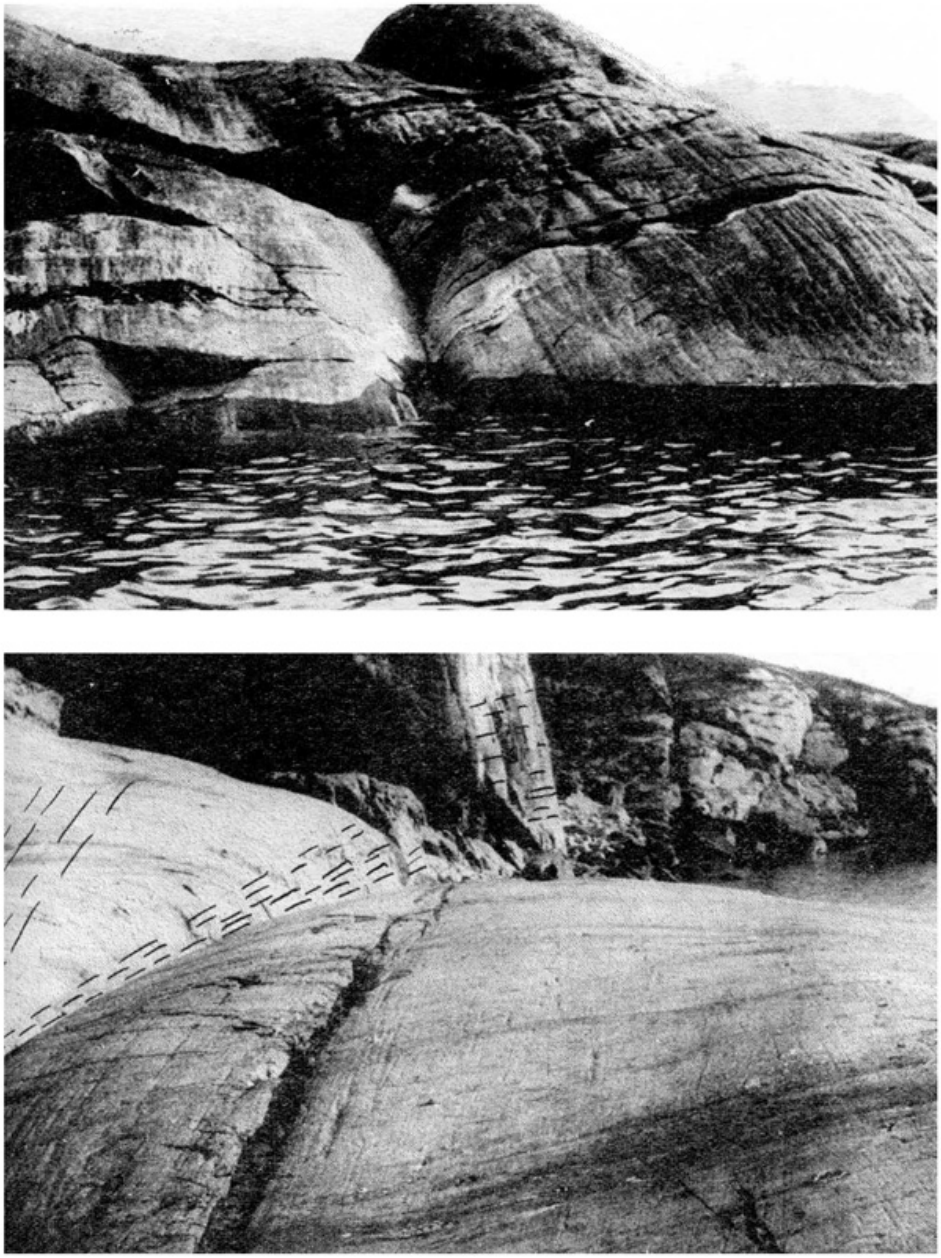
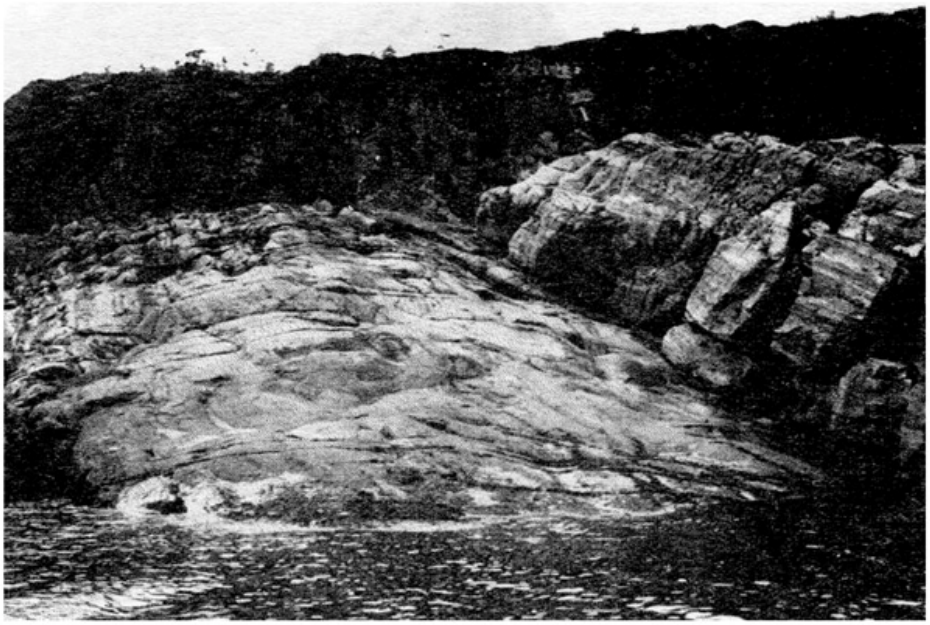


Рис.23. Зеркала скольжения взбросово-надвигового типа

а - общий вид изборожденных выходов гранодиоритов близ мыса Импиниеми (Ладожские шхеры); б - отполированная и исштрихованная поверхность гранатовых гнейсов в губе Базарная (восточная часть Варангер-фиорда). Горизонтальное смещение блоков сопряжено со сдвигом, смещение по которому фиксируется по горизонтальным и субгоризонтальным штрихам и бороздам на вертикальном сместителе (штрихи и борозды подняты тушью) (фото автора)



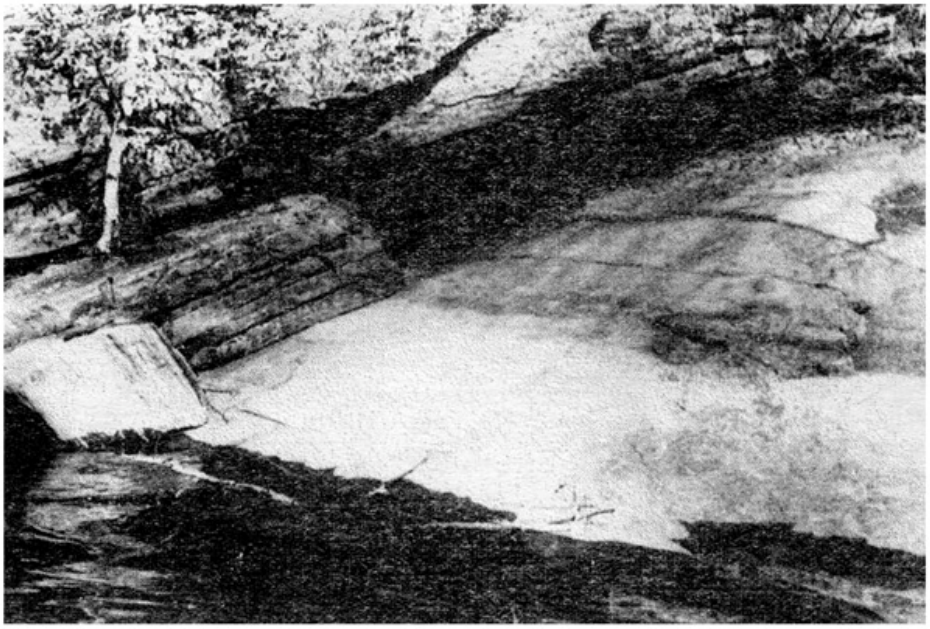


Рис.24. Сбросовое происхождение бараньих лбов

а - формирование полированной поверхности на породах гнейсового комплекса за счет сбросового смещения блоков пород. Полированная поверхность прослеживается под аллохтонным блоком. Мыс Шомбач, Белое море; б - зеркало скольжения сброса на сланцах ладожской формации. Полировка и борозды по линии скольжения продолжаются под толщу сланцев. Ладожские шхеры (фото автора)

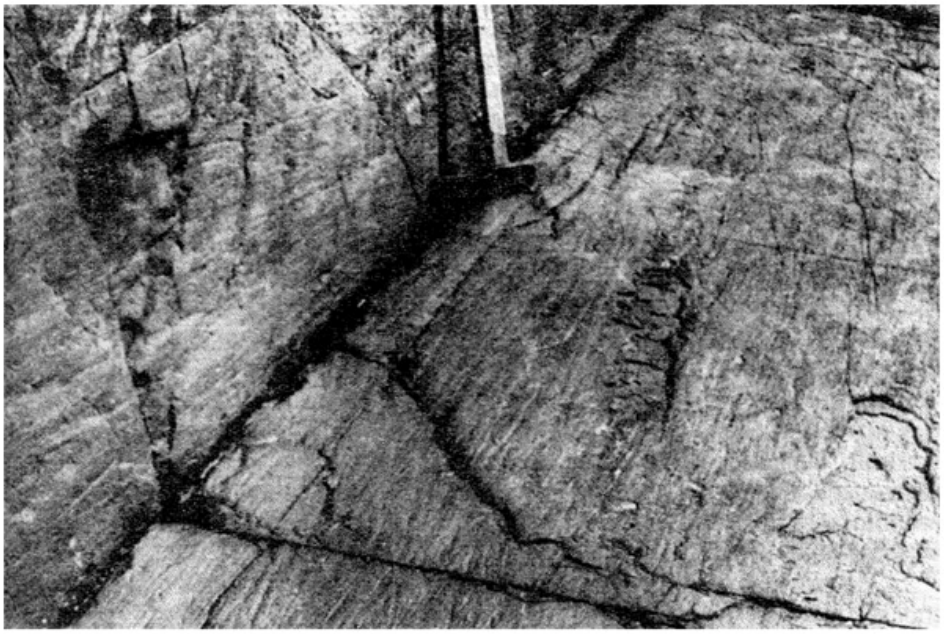


Рис.25. Надвиги (плоские сдвиги) на габброидах о.Высокого (Кандалакшский залив)

а - общий вид; б - деталь строения зеркала скольжения. Субпараллельные штрихи развиты на вертикальной и горизонтальной плоскостях зеркала скольжения. Видны поперечные ступени (сколы), уступом обращенные против движения аллохтонного блока (фото автора)

На участках развития групп экзарационного рельефа, при наличии маркирующих горизонтов, фиксируются геологические несогласия - смещения по разрывам. Чаще всего, это сдвиговые смещения. Они устанавливаются по смещению жил, даек, характерных прослоев пород, автономному структурному строению крыльев разлома.

В интрузивных породах морфология бараньих лбов обусловлена блочностью пород. Система трещин - отдельностей образует в таких массивах матрацевидные, клиновидные (утюгообразные), яйцевидные и другие отдельности. Обнажаясь от перекрывающих блоков эти отдельности предстают в облике типичных бараньих лбов (рис.26). Можно подчеркнуть, что блоки-отдельности зачастую имеют полированные грани. Эта внутриблочная полировка, видимо, образовалась в процессе тектонических напряжений, испытываемых массивами пород, что приводило к притиранию блоков, а иногда и к их перемещению относительно друг друга.

Возникает вопрос, почему в природе не сплошь и рядом прослеживается погружение отполированных скальных поверхностей под блоки, почему исследователь видит преимущественно оголенные отполированные скалы?

Действительно, продолжение зеркал скольжения под блоками пород не столь частое явление. Погружение полировки и штриховки под блоки пород необходимо искать на крупных, площадных обнажениях или вскрывать искусственно (что не всегда возможно). Вместе с тем, здесь нет ничего загадочного.

Прежде всего необходимо подчеркнуть, что при приповерхностных дислокациях (а именно такие дислокации и формируют экзарационный рельеф) дислоцированные блоки, как правило, разрушаются на глыбы и более мелкие отдельности. Это обусловлено тем, что породы верхней части щита разбиты системой вертикальных и горизонтальных трещин на блоки различной величины, а также тем, что при тектоническом смещении того или иного блока, вследствие выхода его в такие разреженные среды как атмосфера или гидросфера, в нем происходит резкое падение давления и, как следствие - разрушение на отдельности. Подобное разрушение пород связывается П.М.Горяиновым и И.В.Давыденко (1979) с так называемым тектоно-кессонным эффектом. Разрушенный смещенный блок так или иначе обнажает тектоническое ложе. Кроме того, остаточный глыбово-обломочный материал смещается с крутых и даже пологих склонов под воздействием гравитационного сползания, а на морских и озерных берегах под действием волн и берегового льда. Обилие оголенных полированных скал в зонах активных разломов связано не только с разрушением дислоцированных блоков, но и заложено в самом механизме тектонических смещений. Не говоря о сбросах, обнажающих зеркала скольжения в результате нисходящего движения крыла разлома, следует подчеркнуть, что и дислокации, вызванные горизонтальным тектоническим сжатием, также обнажают отполированное тектоническое ложе.

Известно, что тектоническое напряжение в зонах структур сжатия распределяется неравномерно и в движение обычно вовлекается только часть пластин или блоков - те, которые попадают в поле наибольших касательных напряжений. Особенно неравномерно распределены напряжения в зоне сдвигов. Максимальные горизонтальные напряжения здесь сосредоточены на концах сдвига, где и получают широкое развитие надвиги и сопряженные с ними структуры растяжения (см. рис.15,17). Именно поэтому в зонах наибольших касательных напряжений наблюдаются максимальные смещения блоков и обнажение зеркал скольжения. Эти зеркала скольжения остаются открытыми, так как не перекрываются смежными, относительно пассивными блоками.

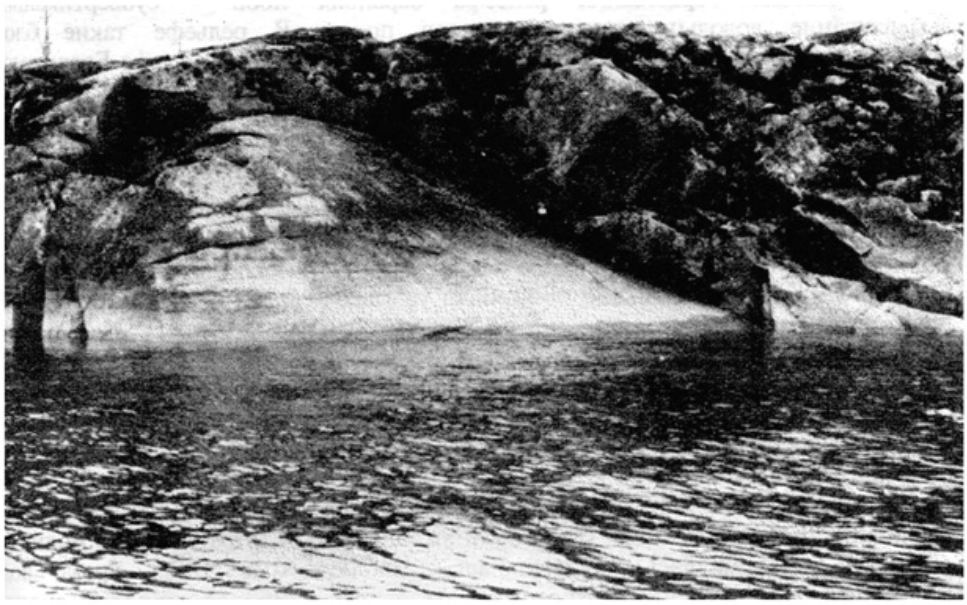


Рис.26. Формирование "бараных лбов" при гравитационном смещении блоков и пластов пород. Обнажаются отполированные сферические поверхности внутриблочного происхождения

а - гранодиориты, ихеры у мыса Импиниями, Ладожское озеро; б - граниты, ихеры близ о.Хонкосало. Ладожское озеро (фото автора)

В условиях горизонтального тектонического сжатия осуществляется еще один механизм образования рельефа бараньих лбов - субвертикальное выдавливание довольно крупных блоков пород. В рельефе такие блоки возвышаются в виде горстов высотой до десятков метров, а на шельфе Белого моря - в виде островов высотой до 100 м и более.

Наиболее типичным районом развития такого рельефа являются гранитные острова-шхеры в проливе между Поморским берегом Карелии и Соловецкими островами (острова Русский Кузов, Немецкий Кузов и ряд более мелких). Особенностью строения этих островов, представляющих собой разной величины бараньи лбы, является то, что их гранитные склоны имеют полировку и штриховку только в своей приподошвенной части - от уреза воды до высоты 3-5 м. Выше полировка уже выветрелая и еще выше породы начинают распадаться на мелкие блоки, глыбы, дресву. Наибольшие разрушения - вплоть до образования элювиально-делювиальных свалов наблюдаются на вершинах островов-шхер.

Такие черты строения островов-шхер объясняются их постепенным тектоническим поднятием в виде отдельных крупных блоков. При этом формирование зеркал скольжения происходило посредством трения выдавливаемых блоков и вмещающих кристаллических пород. По мере выдавливания-воздымания блоков полировка и штриховка на поднятых склонах выветривалась, разрушалась. Наблюдаемые близ уреза воды полированные и штрихованные склоны - это наиболее молодые зеркала скольжения, недавно выведенные на поверхность.

2.2. Строение зеркал скольжения

Зеркала скольжения широко развиты на кристаллических породах Балтийского щита. Как отмечалось выше, они являются главными элементами “экзарационного” рельефа и их принято считать производными ледника. Больше того, этим зеркалам скольжения присущи все морфологические черты - полировка, штриховка, серповидные сколы и др., считающиеся яркими признаками ледниковой деятельности.

Что же представляют собой зеркала скольжения?

Это выровненные близгоризонтальные, наклонные или близвертикальные плоскости кристаллических пород. Их поверхность может быть выпуклой, плоской или вогнутой, но обязательно в той или иной мере отполированной, нередко со штрихами и бороздами, серповидными сколами. Размеры зеркал скольжения могут быть весьма различными - от площадок площадью несколько квадратных метров до сотен квадратных метров (рис.27).

Плоскости зеркал скольжения в элементарном виде - это плоскости раздела блоков - то есть поверхности трещин- отдельностей и вообще тектонических трещин. Полировка поверхностей трещин, образование на них штриховки - явление, вызванное движением (скольжением) блоков и взбросо-надвиговых пластин при сдвиговых и взбросовых смещениях.

Одной из характерных черт зеркал скольжения является то, что независимо от петрографического состава пород, на которых они развиты, все породообразующие минералы, в том числе жилы мономинерального кварца, срезаны под один уровень (рис.29а). Зеркало скольжения поэтому имеет выровненную поверхность, будь она выпуклой, плоской или вогнутой. Ни один геологический процесс, кроме тектонического скалывания, не может формировать такие поверхности. Если полагать, что выравнивание гетерогенной горной породы под один уровень произвел ледник, то необходимо иметь ввиду, что в связи с

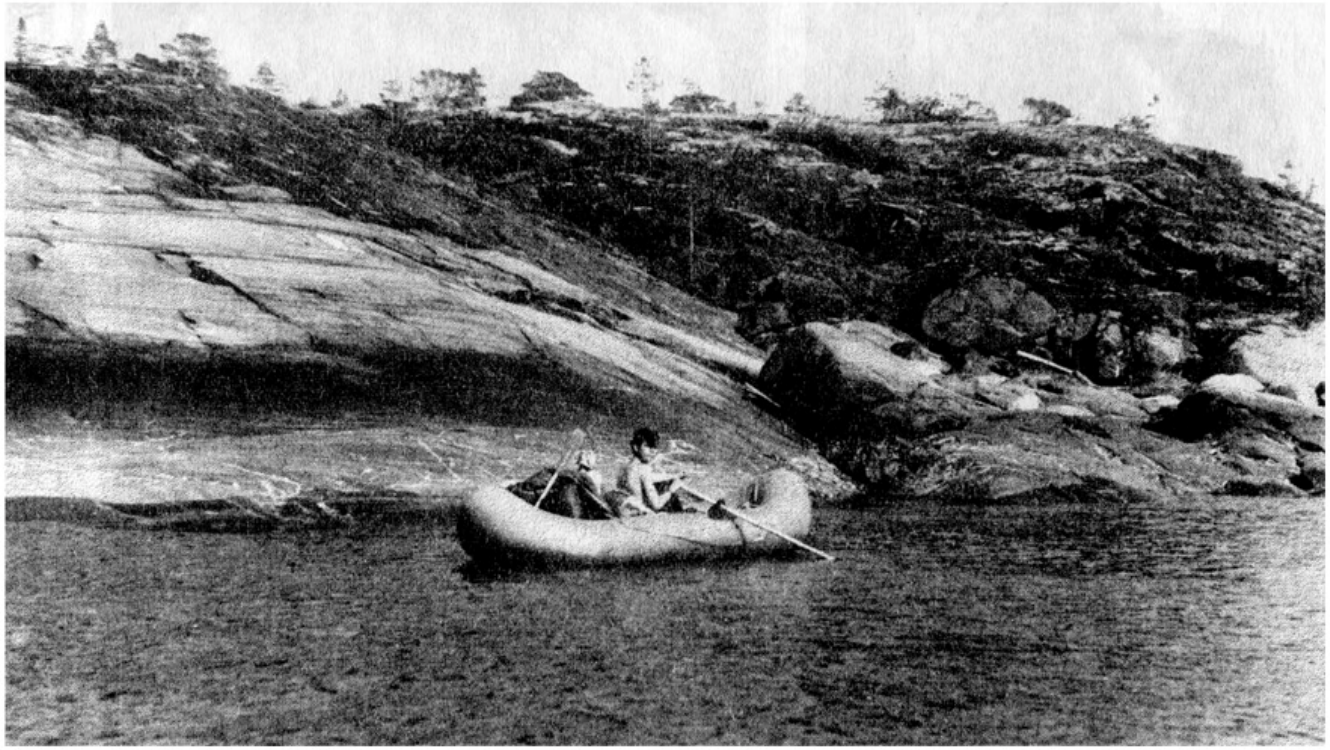


Рис.27. Зеркало скольжения надвига на породах гранулитовой формации. Видно погружение отполированной и изборожденной тектонической постели под блоки пород. Восточный борт Кандалакшского грабена (фото автора)

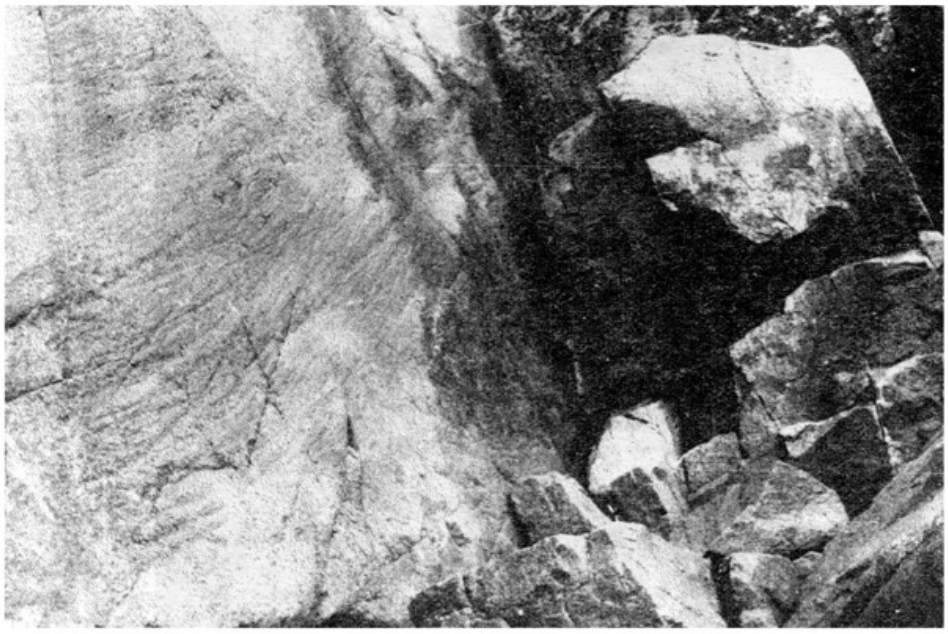


Рис.28. Зеркала скольжения сдвигов

а - общий вид дугообразного сдвига и зоны тектонического дробления. Габбронориты, о.Овечий в Кандалакшском заливе; б) деталь строения зеркала скольжения сдвига: на отполированном вертикальном сместителе система субвертикальных, пересекающихся штрихов. Прослеживается погружение зеркала скольжения под дислоцированные блоки (фото автора)

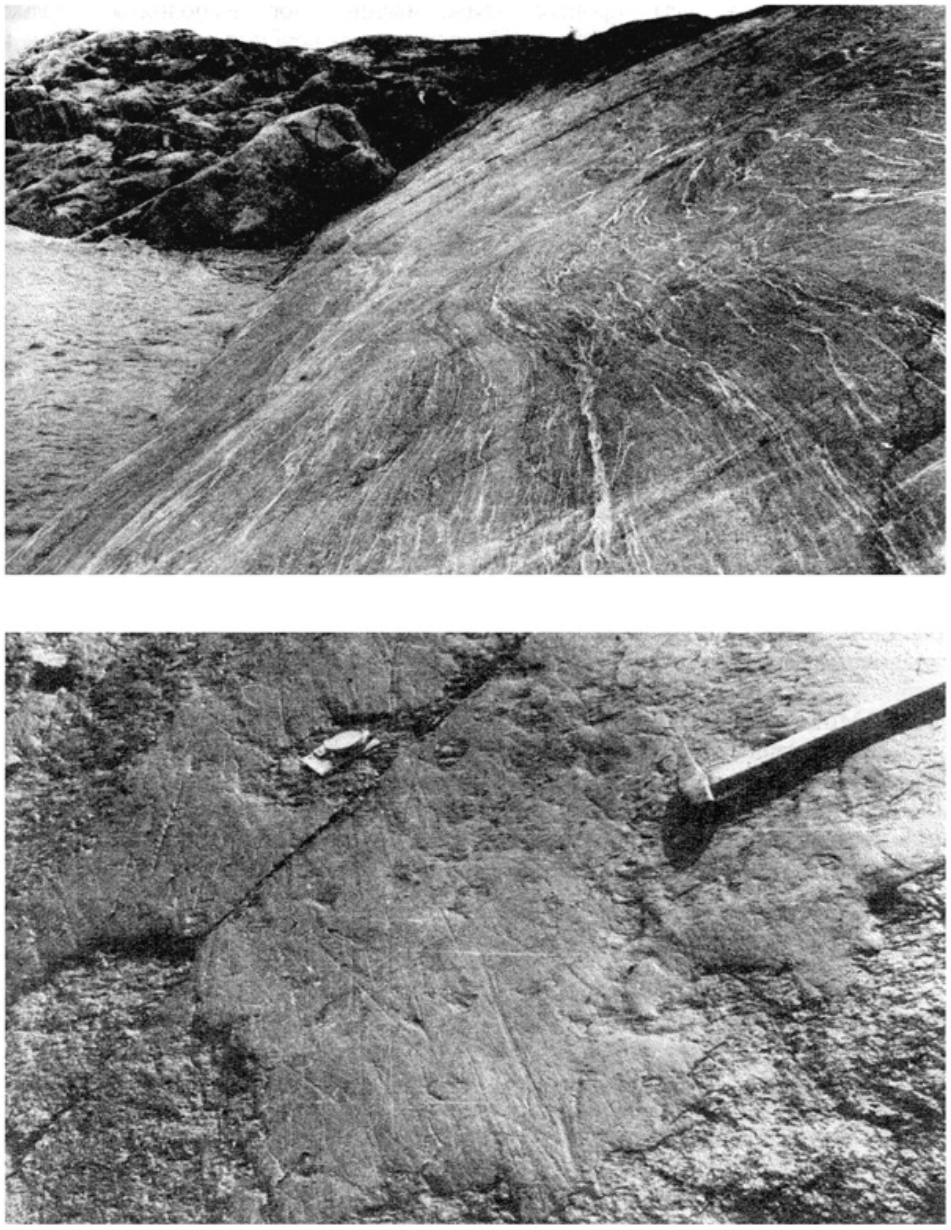


Рис.29. Особенности строения зеркал скольжения

а - зеркало скольжения сброса (видно погружение линии скольжения под аллохтонные блоки). Все породообразующие минералы и кварц-полевошпатовые прожилки срезаны под один уровень. Гранулиты Колвицкого массива; б - пленка катаклазированных гранитов на поверхности зеркала скольжения. Порфиробластические граниты Умбинского массива. Видны разноориентированные шрамы и штрихи (фото автора)

малой твердостью льда процесс выравнивания мог выполняться только избирательно, селективно. Твердые минеральные включения, особенно жилы и линзы кварца должны были выделяться в виде выступов, ребер, гряд и вообще поверхность горной породы была бы неровной. То же самое происходило бы и при водноабразионной обработке скал. Кроме того, в таких случаях на поверхности пород формируются характерные водноабразионные котлы вытачивания. Поэтому следует еще раз подчеркнуть, что только при образовании сколовых трещин происходит срезание всех породообразующих минералов и минеральных включений под один уровень. Таким образом, формируется изначальный элемент плоскости зеркала скольжения. Эта поверхность раздела при приложении к массиву пород достаточных локальных и региональных напряжений используется для тектонических смещений.

Движение блоков пород по разрыву приводит к дополнительной и более совершенной полировке этих поверхностей раздела. На них образуются штрихи, борозды, мелкие сколы, а на контактах между блоками происходит стачивание пород, округление блоков. При этом большую роль в тонкой полировке пород имеет глинка, а штрихи и борозды образуются под воздействием более грубого материала тектонической брекчии, зажатой (и смещаемой) между крыльями разлома.

Поверхность зеркал скольжения нередко несет следы катаклаза и милонитизации пород - результат сильного давления на тектоническое ложе (рис.29б). Катаклазированные и милонитизированные породы на зеркалах скольжения чаще всего развиты фрагментарно, обычны они на стыках блоков, где тектоническое давление было наибольшим.

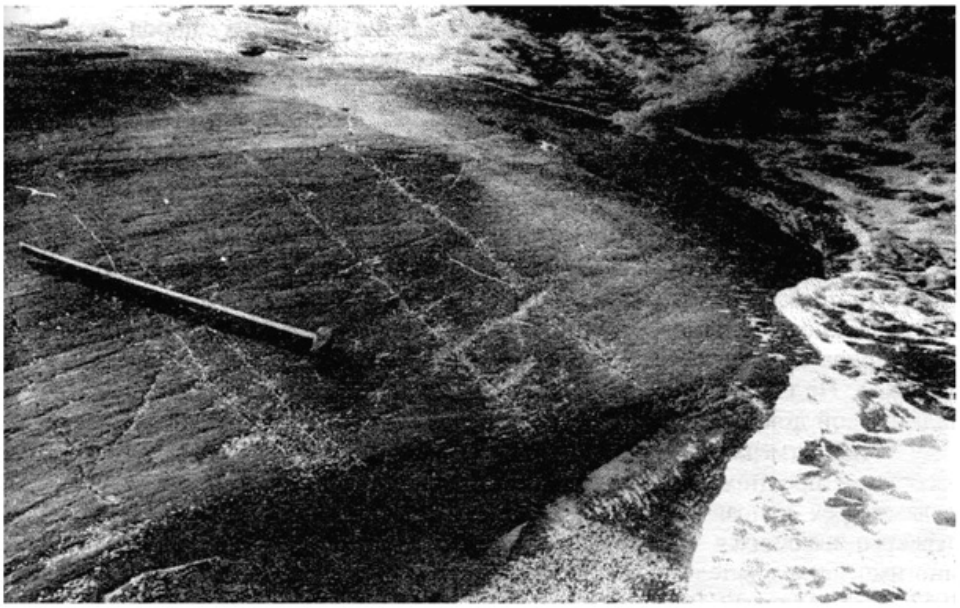
Мощность слоя катаклазированных и милонитизированных пород в разломах приповерхностного типа невелика: в сдвигах мелких порядков она достигает 0.5-1 см, а на зеркалах скольжения взбросо-надвигов несколько миллиметров-первые сантиметры. На зеркалах скольжения сбросов милонитизированные породы не отмечены, но зато им присуща интенсивная эпидотизация, причем толщина слоя эпидота достигает иногда 1 см.

2.2.1. Штрихи и борозды

На отполированной поверхности зеркал скольжения нередко наблюдаются штрихи и борозды. Они более характерны для зеркал скольжения взбросо-надвигов и сдвигов (рис.30).

Борозды имеют общий параллельный или субпараллельный рисунок. Ширина каждой борозды варьирует от 0.2-0.5 до 2.5 см (иногда до 5 см и более), глубина от нескольких миллиметров до 1-3 см, книзу сечение борозды сужается. Длина отдельной борозды обычно составляет первые метры, она затем сменяется следующей бороздой того же направления.

Штрихи имеют размеры на порядок меньше. Это более тонкие микроформы, но общий параллельный рисунок сохраняют и штрихи. Изборожденные и штрихованные скальные плоскости имеют ширину от первых метров до десятков метров при длине до нескольких десятков метров. Изборожденная плоскость обычно разделена поперечными ступенями (срывами) на ряд секций. В системе борозд и штрихов, кроме того, развиты серповидные выемки и лунообразные сколы. В зонах молодых тектонических дислокаций - при хорошей обнаженности кристаллического основания системы борозд и штрихов прослеживаются (с перерывами) на сотни метров, в общем сохраняя свое простирание.



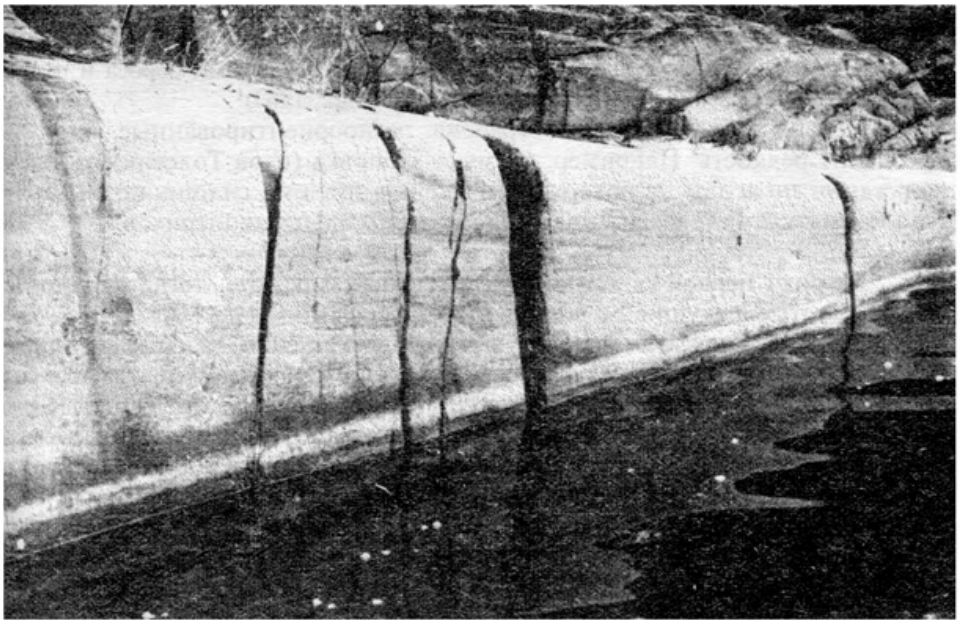


Рис.30. Борозды и штрихи тектонических структур

а - система борозд на поверхности зеркала скольжения надвига. Абразия не воздействует на коренные породы и не шлифует их. Помимо хорошей выраженности борозд об этом свидетельствует колония балянусов, на поверхности коренных пород в зоне прибоя. Амфиболиты, мыс Кочинный. Кандалакшский грабен; б - система горизонтальных штрихов и борозд на вертикальном сместителе сдвига. Гранитоиды близ мыса Импиниеми, Ладожский грабен (фото автора)

Известно, что ледниковая теория образования штрихов и борозд заключается в утверждении, что изборождение скальных пород производит обломочный материал, вмерзший в днище ледника. Однако не все так просто, как в теории. Во-первых, нижние горизонты материковых льдов, типа Гренландского ледника, неподвижны (Фриструп, 1964). Кроме того, при движении льдов по скальному ложу обломочный материал должен вдавливаться - утопляться в лед, как в вещество более пластичное, чем скальные породы, что не позволяет производить предусмотренные теорией борозды и шрамы.

Следует учесть и то, что штрихи и борозды развиты на выровненных (плоских и выпуклых) скальных поверхностях - зеркалах скольжения. Поэтому прежде чем наносить штрихи и борозды, ледник должен выработать эти плоскости, срезать породообразующие минералы под один уровень, отполировать, катаклазировать, а уже затем образовать систему параллельных штрихов. Не слишком ли это сложно даже для прочно утвердившейся в науке ледниковой доктрины?

Как отмечалось, штрихи и борозды имеют выдержанное на значительное расстояние простирание. Но иногда на зеркалах скольжения имеются штрихи двух и даже трех направлений (рис.31). В этом нет ничего необычного и наличие перекрещивающихся штрихов на тектонических зеркалах скольжения отмечалось многими исследователями, вошло в учебники по структурной геологии (Белоусов, 1952, 1985; Ажгирей, 1966). Различная ориентировка штрихов на одном и том же зеркале скольжения связана с изменением направления смещения блоков пород, с их вращением в процессе развития дислокации. Кроме того, разное направление штрихов может быть обусловлено сменой типа смещения по разлому: “вдоль одного и того же разлома участки сдвига сменяются участками сброса и раздвига или участками взброса и надвига” (Буртман В.С. и др., 1963)[1].

В зоне Кандалакшского грабена разноориентированные штрихи и борозды не редкость. Например, на мысе Поповка (п-ов Толстик) на зеркале скольжения гнейсов - на поверхности пленки эпидота, сплошь покрывающей зеркало скольжения, развиты две системы параллельных штрихов: I - СЗ 320° и II - СЗ 280°.

Штрихи первой генерации более грубые и редкие, тогда как второй - тонкие и густые, секущие по отношению к первым.

Выше указывалось, что на зеркалах скольжения развиты поперечные ступенеобразные сколы. Их формирование связано со срывом мелких или более крупных пластов пород в процессе тектонического смещения блоков. Ориентировка вертикального уступа срывов различна в разных типах разломов.

Неучет этого обстоятельства может привести к теоретическим ошибкам. Так, И.В.Лучицкий, М.П.Бондаренко и В.И.Громин (1977), получив серию зеркал скольжения путем экспериментального скалывания образцов горных пород, пишут: ”был установлен парадоксальный факт, заставивший по новому оценить теоретические построения, связанные с объяснением образования зеркал скольжения. Речь идет об известном в структурной геологии правиле определения направления смещения горных масс по зеркалам скольжения, которое гласит, что перемещение какого-либо блока происходило по простиранию штрихов в направлении, противоположном тому, в котором обращены поперечные уступы. На протяжении многих десятилетий это правило не вызвало сомнений. Однако, изучение зеркал скольжения, экспериментально полученных в Институте геологии и геофизики СО АН СССР на цилиндрических образцах железистого кварцита и серпентинита, показало ошибочность данного

[1] Исследования, проведенные Л.А.Сим (1987), показывают, что наличие двух или более следов (в виде штрихов) перемещений на зеркалах скольжения не обязательно означает смены ориентации осей главных напряжений. Направление касательных напряжений, совпадающие с направлением штрихов и борозд, могут меняться, если изменялось соотношение нормальных напряжений.

правила: движение происходило в направлении, противоположном тому, которое соответствовало правилу” (рис.32). Однако, И.В.Лучицкий, М.П.Бондаренко и В.И.Громин, все же видимо поторопились критиковать “старое правило”.

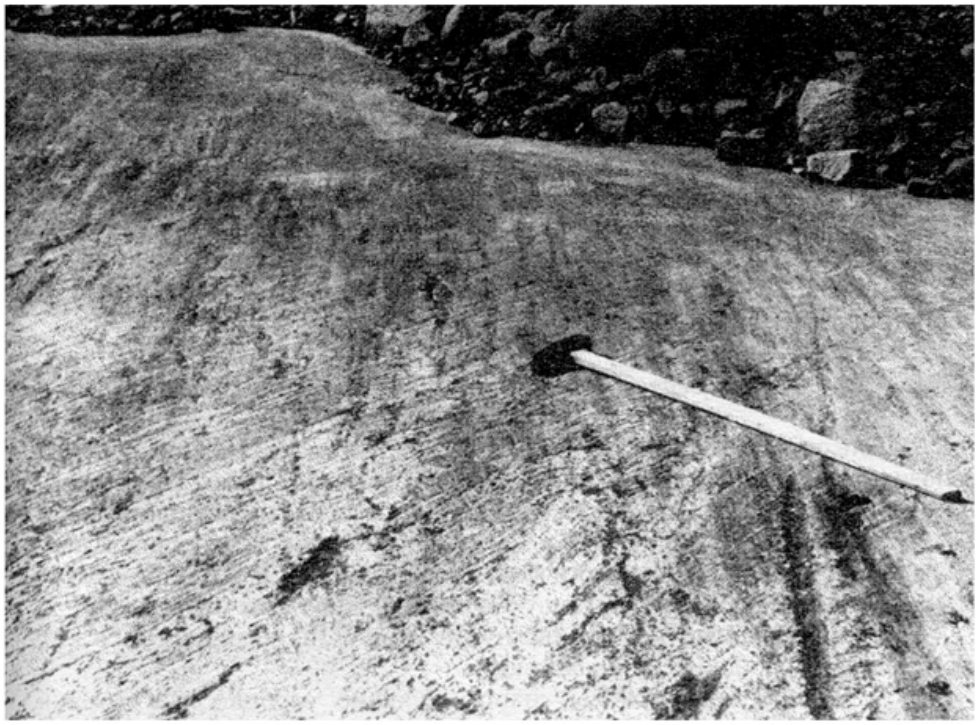


Рис.31. Система штрихов двух генераций на эпидотизированной плоскости зеркала скольжения. Биотитовые гнейсы. Мыс Поповка, Кандалакшский грабен (фото автора)

Как показывают наши наблюдения, ориентировка крутой ступени поперечных срывов полностью соответствует “старому правилу” на зеркалах скольжения сбросов. Что касается надвигов и взбросов, то здесь крутой уступ поперечных срывов чаще всего обращен в сторону смещения горных пород. Но, наряду с этим, имеются и поперечные срывы, крутым уступом обращенные против движения блоков (см. рис.25). Причем и те и другие могут наблюдаться в пределах одного и того же зеркала скольжения. Это относится и к зеркалам скольжения сдвигового типа. Поперечные срывы своим крутым уступом ориентированы против смещения блоков пород на тех участках разломов, где имело место наиболее сильное тектоническое давление (лобовые части зеркал скольжения взбросов-надвигов, сектор наибольшего сжатия в сдвигах).

На участках автохтона, по которым смещение шло под воздействием меньших давлений, формировались поперечные сколы, крутым уступом обращенные по направлению движения блоков. Этот вывод подтверждается и тем, что, например, в сбросах, где тектоническое давление невелико и имеет место перемещение масс под действием

гравитационных процессов, формируются поперечные срывы, крутой уступ которых обращен в сторону смещения блоков пород.

Таким образом, поперечные сколы, полученные И.В.Лучицким и др. в лабораторных условиях, представляют лишь частный случай.

Рис.32. Штрихи и поперечные уступы на зеркале скольжения, полученном при экспериментальном скалывании цилиндрического образца серпентинита. Стрелка показывает наравление смещения смежного блока (Лучицкий и др.)

2.2.2. Серповидные выемки и лунообразные сколы

Поперечные сколы на тектонических зеркалах скольжения являются разновидностью других подобных микроформ рельефа, таких как серповидные выемки и лунообразные сколы. На них можно было бы не останавливаться, если бы эти образования не привлекали в качестве доказательства действия ледника, его экзарационной работы (Гляциологический словарь (1984), Р.Ф.Флинт (1963).

Р.Флинт (1963) дает следующую классификацию этих микроформ:

1. Серповидные выемки вогнутой стороной обращенные в сторону, противоположную движению ледника.

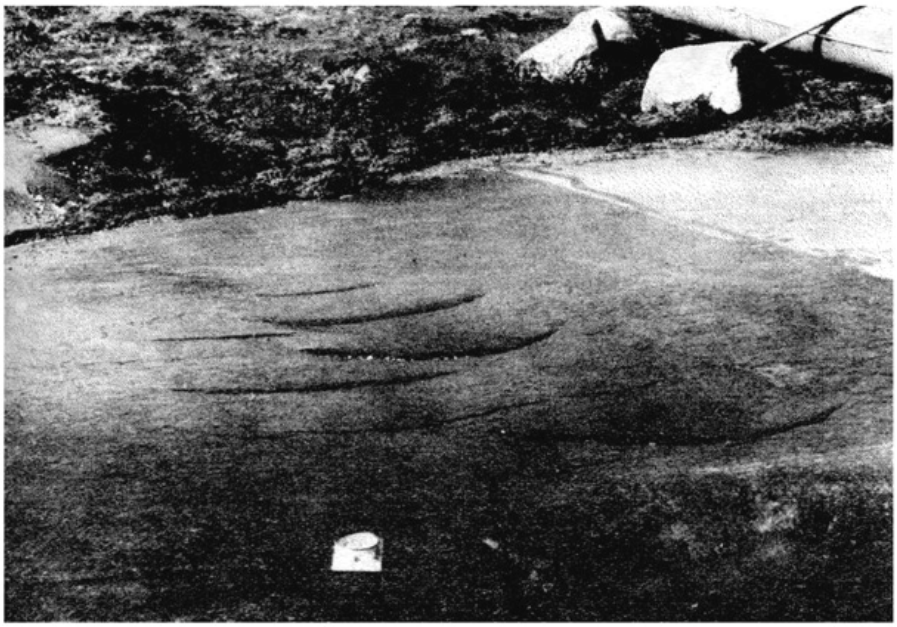
2. Лунообразные сколы, напоминающие серповидные выемки, но обращенные выпуклой стороной против движения льда.

3. Серповидные выемки, вогнутой стороной обращенные вниз по движению льда. Представляет собой трещинки без признаков удаления породы.

Указанные микроформы, как и поперечные сколы, ориентированы поперек простирания зеркал скольжения (под прямым углом к штрихам и бороздам). Они широко развиты в зонах молодых разломов (Кандалакшский и Ладожский грабены, фиордовый берег Мурмана). Они могут быть единичными или групповыми, встречаться совместно со штрихами и бороздами, или без них. Размеры этих микроформ обычно колеблятся от 5-10 до 50-70 см в поперечнике и 1-5 см по глубине. Протяженность групп таких образований до нескольких метров, в зависимости от размера зеркал скольжения (рис.33).

Наблюдения показывают, что серповидные выемки и подобные им знаки являются начальным этапом образования трещин скалывания и отрыва. В природе прослеживается полный цикл этого процесса - от зарождающихся единичных

микротрещин - серповидных и близких к ним по геометрии знаков и выемок, до поперечных уступов и трещин скалывания.



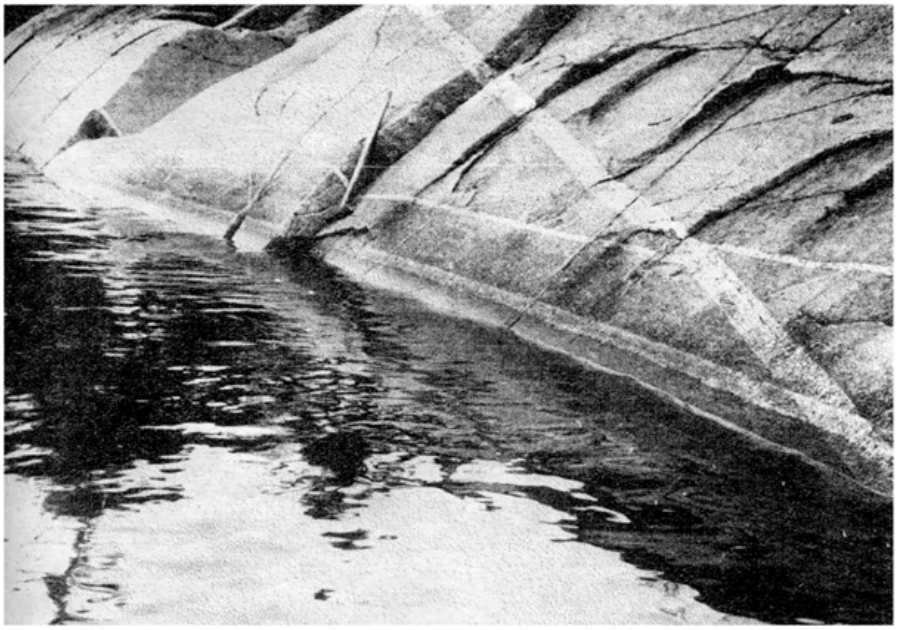
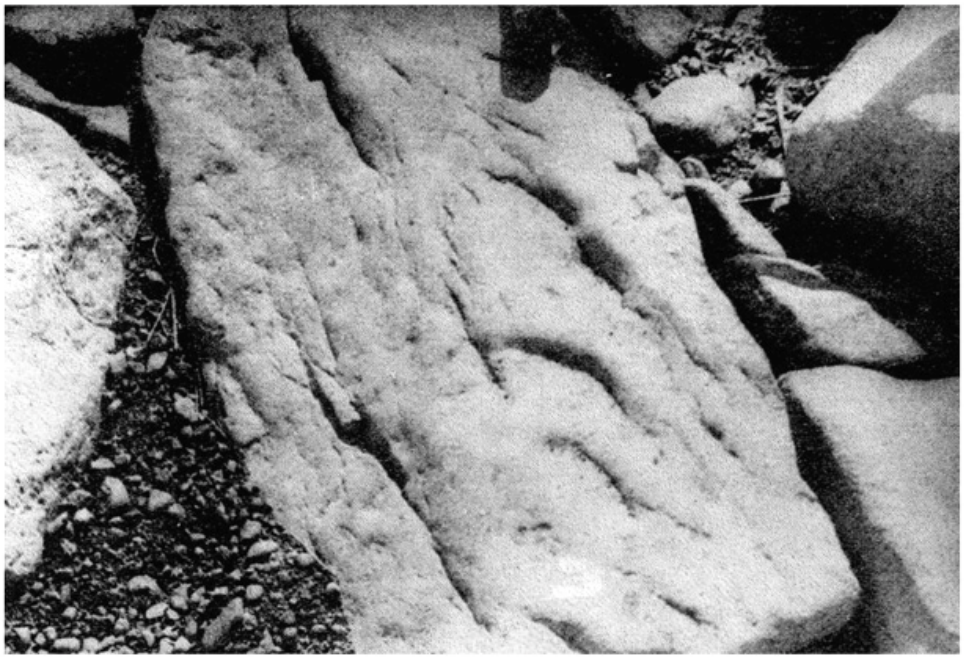


Рис.33. Серповидные знаки и сколы

а - серповидные знаки на зеркале скольжения надвига. Амфиболиты, губа Нищевская, Кандалакшский грабен; б - трещины скалывания на наклонном сместителе сдвига. Гранитоиды, ладожские шхеры (фото автора)



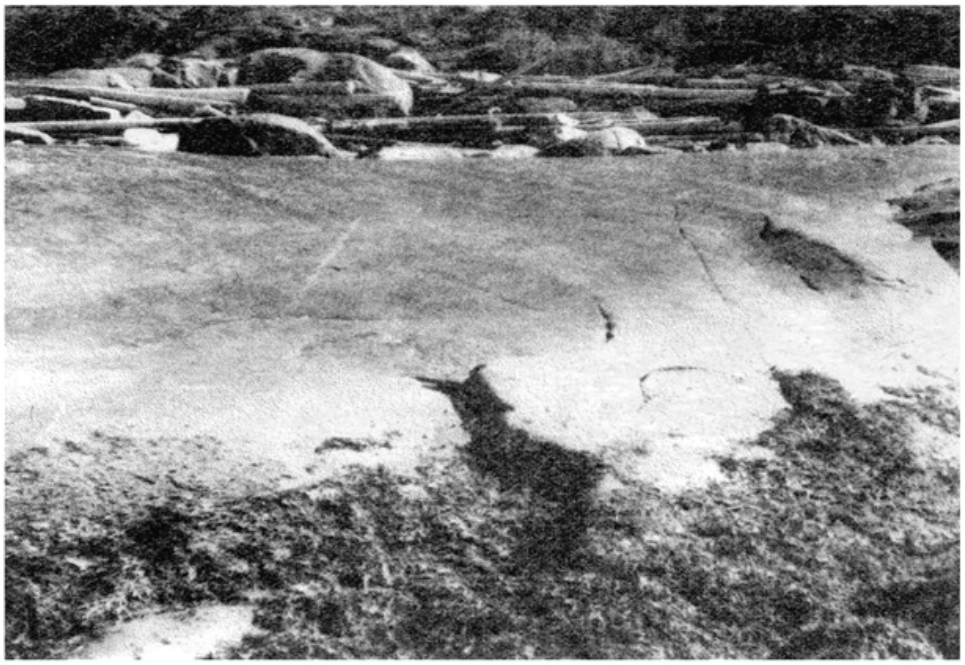


Рис.34. Лунообразные сколы (тип 2 Р.Флинта) и серповидные знаки
а - лунообразные сколы на валуне гранита, оз.Балхаш; б - серповидные знаки с разной оринтировкой "серпов". Кандалакшский грабен, амфиболиты(фото автора)

Наиболее характерны серповидные трещины и выемки для зеркал скольжения взбросо-надвигов, но нередко они наблюдаются и на сбросовых поверхностях. Серповидные и подобные им образования вместе с зеркалами скольжения непосредственно продолжаются под блоки коренных пород, наблюдаются в трещинах между крыльями сдвигов. Широко развиты они и в районах, где не предусмотрены оледенения - например, наблюдались нами на гранитах района оз.Балхаш (рис.34). По ориентировке серповидных выемок и лунообразных сколов пытаются установить направления движения ледника. Но поскольку на поверхности смежных блоков или даже на одном блоке нередко развиты серповидные выемки с обратной ориентировкой, эта теория встретила известный пессимизм - ведь не могут ледники в виде узких полос двигаться навстречу друг другу. Если это пессимизм в приложении ледниковой теории, возможно, и оправдан, то установление тектонической природы серповидные выемок и трещин снимает эти противоречия. Во-первых, смещение соседних блоков в противоположном направлении заурядное явление в разрывной тектонике, во-вторых, выпуклая сторона серповидных выемок и трещин указывает на направление движения блоков пород в структурах сжатия (взбросах, надвигах), тогда как при сбросовых движениях выпуклая (ступенеобразная) сторона лунообразных сколов обращена против движения блока.

Кроме того, в связи с дифференцированностью тектонического давления, возможно образование сколов (лунообразных знаков), с разной ориентировкой выпуклых и вогнутых их сегментов.

Рассмотренные формы экзарационного рельефа широко развиты и на Канадском щите. В книге В.Преста “Ледниковое наследие Канады” (V.Prest, 1983), составленной на основе широкого использования фотогеологической документации изображены бараньи лбы, курчавые скалы, полированные и штрихованные плоскости скальных пород, аналогичные таковым на Балтийском щите. На некоторых снимках (фиг.23) гранитные бараньи лбы имеют отчетливую блоково-надвиговую структуру. Этим чертам их строения в Канаде (как и в Европе), видимо, не придается значения, так как в ледниковом генезисе “лбов” и прочих экзарационных форм никто не сомневается.

В.Престом, наряду с обычными типами штрихов и борозд, выделяются и некоторые другие их разновидности: шрамы в виде клина и зубила и шрамы типа гвоздя (шила). Им также приводятся фотографии серий лунообразных сколов и серповидных трещин, а также микробугристые и рифленые поверхности, развитые на известняках и доломитах.

Указанные В.Престом типы шрамов и серии лунообразных сколов и серповидных трещин развиты и в восточной части Балтийского щита, где они входят в систему борозд и штрихов тектонических зеркал скольжения. Поскольку, в упомянутой книге перечисленные микроформы рельефа (как и целый ряд других) безальтернативно связываются деятельностью ледника, приведем некоторые опубликованные данные, где обосновывается разломно-тектоническое происхождение этих скульптур, получивших точное и выразительное название “тектоглифы” (С.Джулинский, В.Котлярчик, 1965; приводится по Л.М.Расцветаеву, 1987).

Шрамы типа зубила и шила, как одна из разновидностей тектонических борозд, были охарактеризованы еще И.В.Мушкетовым и Д.И.Мушкетовым (1935). Позднее они были описаны К.П.Плюсниным (1971), который раскрыл механизм их формирования. По К.П.Плюснину шрамы типа “зубила” образуются при тектонических смещениях, когда бороздящие обломки пород прочнее тектонического ложа и мало истираются в процессе смещения. Тип “клина” (или “шила”) выражен в виде выклинивающихся узких борозд и шрамов, они образуются в случаях, если бороздящие обломки достаточно быстро истираются. Можно отметить, что по К.П.Плюснину тектоническим зеркалам скольжения со шрамами типа “зубила” присущи лунообразные сколы, вогнутой стороной обращенные к окончанию “зубила” (В.К.Прест такие сколы связывает с ледником).

Подробное описание тектоглифов на поверхности зеркал скольжения приводят С.Джулинский и В.Котлярчик (1965, приводится по Л.М.Расцветаеву, 1987). Наряду со штрихами, бороздами и шрамами обычного типа, они выделяют мелкие выемки, желобки ("рифли") и мелкие удлиненные бугорки, а также системы серповидных выемок "шевроны". Все эти микроформы образуются при тектонических смещениях блоков и чешуй, по их простиранию можно судить о направлении тектонического смещения. В Карело-Кольском регионе "шевроны" чаще всего наблюдаются на вертикальных стенках сдвигов мелких порядков.

2.3. Озерные котловины

На генезис озерных котловин, врезанных в кристаллические породы Балтийского и других щитов, существуют две точки зрения. Согласно первой, формирование котловин связано с экзарационной деятельностью покровных ледников, по второй точке зрения озерные котловины в целом имеют тектоническое происхождение.

Доктрина ледникового выпахивания озерных ванн - в том числе таких крупных как Онежское, Ладожское, озера Швеции, Финляндии, озера Канадского щита, развивается в работах Д.Д.Квасова (1989), Б.Л.Гусакова, И.А.Петровой (1987), П.Вольштедта (1955). Широкое развитие эта теория получила в учебниках по общей геологии и геоморфологии, в которых приводятся классические схемы соотношения ледниково-экзарационных и ледниково-аккумулятивных форм рельефа. Все изображенные на этих схемах озерные котловины обозначаются как озера ледникового выпахивания (см. например, "Общую геологию" А.М.Горбачева (1973) и "Общую геоморфологию" О.К.Леонтьева и Г.И.Рычагова (1979).

Каков же механизм ледникового выпахивания озерных котловин? Он нигде не раскрывается, если не считать утверждений типа: "выпахал ледник", "мощный ледниковый покров выпахивал свое ложе". Общие представления о характере доказательств ледникового выпахивания озерных котловин можно получить из книги Б.А.Гусакова и Н.А.Петровой (1987). Они указывают: "Наибольшей силы ледниковая эрозия достигала в окраинных частях щитов, где именно складывались системы огромных (бордюрных) озер". По мнению этих ученых центральную область материковых ледников, где лед практически неподвижен, окружает "полоса интенсивного ледникового выпахивания коренных пород, с которой связаны наиболее изрезанные и глубокие части озерных котловин" (с.6,7).

Более обоснована точка зрения о разломно-тектоническом генезисе озерных котловин, которой придерживаются многие исследователи и которая подтверждается фактическими данными. Так, на Балтийском щите наземные исследования и дешифрирование аэро- и космоснимков показывают отчетливую приуроченность озерных котловин к неотектоническим разломам, к регматической (планетарной) сети трещиноватости. При этом линейно вытянутые озера развиты на участках линейно ориентированных разрывов, тогда как озера сложной конфигурации образовались на месте пересечения систем разломов, из-за чего многие озера имеют крестообразную, коленообразную, звездчатую и более сложную форму (рис.35). Сторонники ледникового происхождения озер как бы не замечают этих фактов и не объясняют, каким образом ледник выпахивал коленообразные котловины в коренных породах. Ведь для того, чтобы их выпахать, ледниковый покров должен менять направление своего движения на 90°.

Рассматриваемые озерные котловины заложены в кристаллических породах архея, протерозоя и, реже, палеозоя. Их глубины достигают десятков, иногда первых сотен метров, при этом наиболее глубокие части озерных впадин приурочены к узлам пересечения систем разломов.

Наиболее крупные озера щита (Ладожское, Онежское, Инари) занимают крупные тектонические впадины (“грабены”), развитие которых на неотектоническом этапе происходило в режиме сжатия. Определяющими рельефообразующими структурами в пределах таких “грабенов” являются сдвиги (с подчиненными надвигами и сбросами). Можно отметить, что еще 30 лет назад акад. С.В.Калесник (1968), касаясь прямолинейных глубоких ложбин - главных элементов рельефа дна и берегов северных частей Онежского и Ладожского озер, указывал на их тектоническое, а не ледниковое происхождение (как считают Д.Д.Квасов и Д.Б.Малаховский, другие ученые). Вместе с тем, сторонники тектонического генезисе озерных ванн, не исключают определенного участия ледника в их формировании, считая, что ледник сгладил, отполировал и исштриховал борта таких озер. Действительно, на кристаллических породах, вмещающих озера, наблюдаются штрихи, полировка пород, серповидные выемки, да и сами коренные выходы представляют рельеф бараньих лбов, а озерные острова - шхерный рельеф.

Все эти “следы” ледника являются ординарными признаками тектонических дислокаций - смещений блоков пород в разломных зонах. Механизм образования этих форм рельефа рассмотрен в соответствующих разделах. Озерные котловины на щите можно разделить на два основных типа.

1. Котловины, заложенные по структурам растяжения - сбросам, раздвигам, разрывам регматической сети (на тектонических блоках, находящихся в стадии растяжения).

2. Котловины, сформированные в зонах тектонического сжатия в результате надвигово-взбросовых и сдвиговых дислокаций.

Для котловин первого типа, группы “экзарационного” рельефа - бараньи лбы, штриховка и полировка скальных склонов, нехарактерны и наоборот, озерные котловины второго типа несут на своих склонах (и днище) следы тектонических смещений в виде зеркал скольжения со штриховкой и серповидными выемками и соответствующих форм рельефа (бараньих лбов, шхер и т.п.).

Подновление неотектонических разломов, приведших к образованию озерных ванн происходит и ныне. Об этом свидетельствует приуроченность к ряду озер эпицентров землетрясений (озера Ладожское, Панаярви, Венерн, Веттерн, Инари, другие озера Финляндии) (см. рис.80).

Заканчивая рассмотрение проблемы “экзарационных озер”, можно отметить, что сторонники их ледникового генезиса подметили ряд интересных закономерностей. В частности они акцентировали внимание на то, что каменный материал озерных ванн (“выпаханных ледником”) пошел на построение холмисто-моренного, холмисто-грядового рельефа и вообще морены. Если отвлечься от ледниковой терминологии (и вкладываемого в нее генетического смысла), то это утверждение по существу правильное - действительно каменный материал формировавшихся озерных котловин шел на образование валунно-глыбовых отложений и холмисто-грядового рельефа.

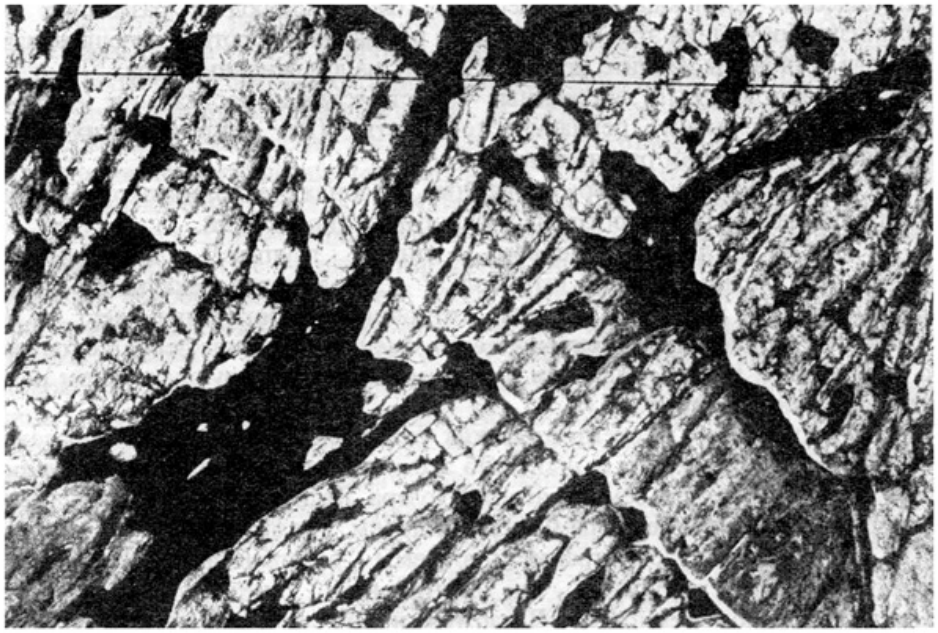


Рис.35а,б. Озерные котловины, заложенные по системе неотектонических разломов субмеридионального и субширотного простираний. Архейские гранитоиды, северо-восточная часть Мурманского блока (аэроснимки)

Но этот материал представлял собой дислоцированные тектонические блоки и пластины. Смешиваясь с песчано-глинистыми дочетвертичными корами выветривания (перекрывавших кристаллические породы до их деструкции), эти дислоцированные и разрушенные блоки формировали “морену” и холмисто-грядовой рельеф. Такие образования присущи озерным ландшафтам, сформированным на геоблоках, развивавшихся в режиме тектонического сжатия, но они не характерны для озерных систем, заложенных по разрывам растяжения и сбросам.

2.4. Шхерный рельеф

Гляциологический (1984) и Геологический (1973) словари определяют этот тип рельефа как комплекс скалистых сильно изрезанных берегов и многочисленных островов, представляющих систему выпаханных ледником долин и групп бараньих лбов и курчавых скал.

Анализ аэро- и космоснимков, геологических карт, полевые исследования показывают, что “выпаханные ледником” долины в шхерном рельефе на самом деле имеют тектоническое происхождение. Они образуют систему продольных и поперечных разломов, выраженных в рельефе как линейные депрессии. При этом наибольшая глубина этих депрессий приурочена к узлам пересечения разломов разного направления, здесь образуются замкнутые котловины. Вместе с островами-шхерами и расчлененными участками берегов эти разломы формируют типичный блоково-тектонический рельеф, в той или иной мере находящийся под уровнем морских и озерных вод (рис.36).

Данные по разломной тектонике настолько противоречат постулатам о ледниковом происхождении шхер, что многие геоморфологи постепенно отходят от канонических представлений. Например, С.А.Стрелков (1976) уже рассматривает шхеры Кандалакшского залива в качестве тектонического рельефа. Другие авторы полагают, что ледник только обработал - отполировал и нанес штрихи на стенки разломов, несколько углубил тектонические ущелья. Такие противоречивые взгляды связаны с одной стороны с малоизученностью явления, а с другой - с сильным воздействием господствующей ледниковой теории.

Выше было показано, что полировка, штриховка скал, другие “признаки ледника” - это ординарные следы тектонических смещений - зеркала скольжения. Можно лишь добавить, что, согласно “Учению о фациях” Д.В.Наливкина (1956, т.1) полированные и блестящие, зеркальные поверхности (являющиеся обязательным элементом скалистых шхерных островов) возникают только при тектонических смещениях и характерны для тектонических зеркал скольжения, а вовсе не для ледниковых поверхностей (стр.118). Разломы, разделяющие острова - шхеры и рельеф бараньих лбов и курчавых скал - это производное единого процесса развития разломных зон.

Механизм формирования шхерного рельефа связан с неотектонической активизацией относительно пониженных участков щита. Развитие таких мощных разломных зон как Кандалакшская или Ладожская вызывает образование (или подновление) региональных или локальных разломов, в том числе оперяющих. А это в свою очередь приводит к формированию ущелий, замкнутых западин, к более резкому разделению массивов пород на блоки. К дальнейшему преобразованию рельефа приводят движения по разломам, происходит скалывание приповерхностных блоков, образуются многочисленные поверхности скольжения и рельеф “курчавых скал” и “бараньих лбов”.

В разломах сдвигового типа в секторах сжатия идет процесс выдавливания приразломных блоков, а секторах растяжения - раздвигание крыльев разлома, что приводит к углублению разломных швов, образованию замкнутых желобов и ущелий. Эти процессы могут

происходить как в подводных условиях, так и на суше, в том числе прибрежно-морской. В первом случае происходит углубление участков дна, дифференциация рельефа, во втором - крупные разломные зоны преобразуются в шхерно-озерные и шхерно-морские ландшафты.

Рис.36. Шхерный рельеф оз.Инари (Лапландия). Острова-шхеры образованы системой разрывов нескольких направлений (космоснимок)

2.5. Фиорды

По “Гляциологическому словарю” (1984) фиорды - длинные, узкие, глубокие заливы и проливы, выработанные (выпаханные) ледником в кристаллических породах.

Механизм этого выпахивания не расшифровывается и остается неясным. Если в какой-то мере можно допускать ледниковое выпахивание в условиях горно-долинного оледенения (где, впрочем, как следует из раздела 1.1, ледник скорее предохраняет свое ложе от эрозии), то выпахивание покровным ледником узких и глубоких (до 2.5 км) долин в кристаллических породах более чем проблематично. К тому же в одном и том же районе фиорды нередко пересекаются, ориентированы под прямым углом друг к другу (рис.37).

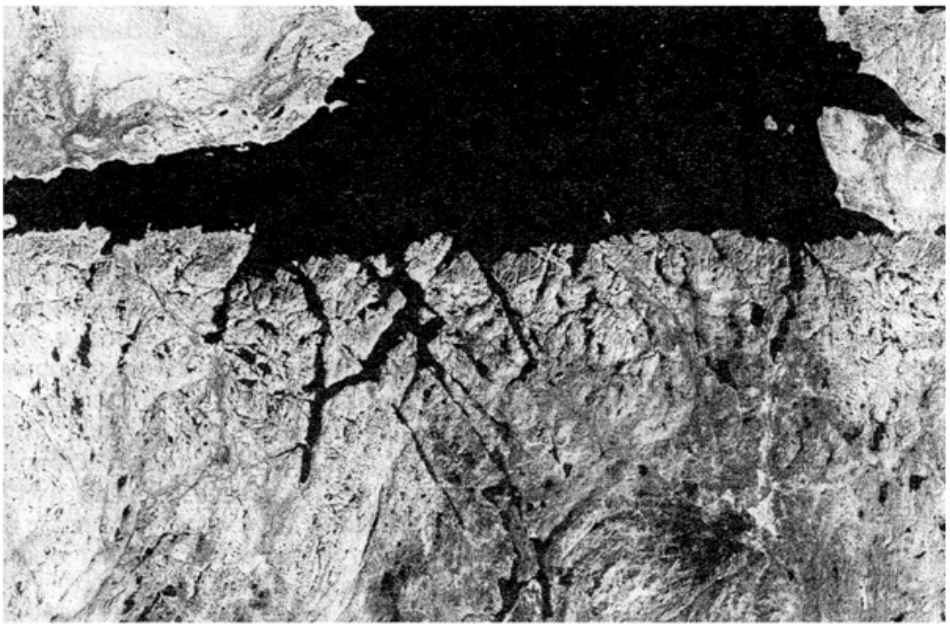


Рис.37. Фиорды северо-восточной части Норвегии и сопредельной территории Мурманской области. Видны три системы разломов I порядка, формирующих фиорды (космоснимок)

Направление фиордов нередко резко коленообразно меняется на 90°, на отдельных участках отвесные борта фиордов сужаются с 10-15 км до сотни метров, что само по себе доводит до абсурда теорию ледникового выпахивания фиордов.

Наземные исследования, аэро- и космогеологическое картирование вполне определенно показывают, что фиорды тесно связаны с разломами земной коры, являются их прямым продолжением в прибрежной зоне. К фиордовым зонам Норвегии, Шпицбергена, Канады и Аляски приурочены эпицентры землетрясений (Mitthel et al., 1990; Хольтедаль, 1958).

Наиболее полно и всесторонне обосновал разломно-тектоническое происхождение фиордов Земли Дж.Грегори. В капитальном труде “Природа и происхождение фиордов” (1913) выдающийся геолог показал, что фиорды развиты не только в областях, где предусматриваются оледенения четвертичного периода, но и во “внеледниковых” районах (Далматинское побережье, Греция, Турция, Корея). При этом, по данным Грегори, фиордовым побережьям “внеледниковых” районов присущи “ледниковые” формы рельефа - бараньи лбы, штриховка и полировка коренных пород. Несмотря на убедительность работы Грегори и огромный фактический материал, положенный в ее основу, тектонический генезис фиордов оспаривается академическими учеными-географами. Они отдают безоговорочное предпочтение теории глубинного ледникового выпахивания, которую активно пропагандируют через “Гляциологический словарь”, другие издания.

Большой фактический материал в пользу тектонического генезиса фиордов привел П.А.Каплин (1962), который, однако, не отрицает участия ледника в моделировке склонов фиордов (штриховка, полировка скал и т.п.). Интересные данные по строению фиордов

арктического шельфа между Шпицбергеном и Землей Франца-Иосифа приводит Е.Е.Мусатов (1997), который объясняет крутизну бортов фиордов “высокоамплитудными подвижками по молодым дизъюнктивам”, но не отрицает участие ледника в обработке днища фиордов.

В целом получила распространение компромиссная точка зрения, согласно которой первопричиной образования фиордов являются неотектонические разломы, а ледник лишь сгладил, отполировал их стенки, нанес на них штриховку. Опять, как и в случае со шхерным рельефом, тектоническую полировку и штриховку на бортах фиордов считают “следами ледника”.

Анализ геологических данных и материалы дистанционных исследований показывают, что фиорды Мурманского берега и более мелкие их аналоги на берегах Белого моря и Ладожского озера, заложены по разломам, преимущественно сдвигам. Развитие на неотектоническом этапе сдвиговых зон, представляющих систему параллельных сближенных разрывов и привело к образованию таких крупных отрицательных форм рельефа как фиорды. В отличие от шхерного рельефа, в фиордах сдвиги имеют более глубокое заложение и их следует относить к категории глубинных разломов.

Представляется, что развитие сдвигов и формирование фиордов идет не только путем сдвиговых смещений крыльев разломов в горизонтальном плане или посредством раздвига. Эти процессы имеют место. Но не менее важным является приразломное скалывание - смещение блоков в секторах сжатия сдвигов.

Выдавливание - смещение приразломных блоков ведет к углублению фиорда, образованию в нем замкнутых впадин, к скучиванию алохтонного материала (в том числе валунно-глыбового), к формированию так называемых ригелей. Одновременно в секторах растяжения формируются ложбины - ущелья, замкнутые или смыкающиеся с котловинами выдавливания. Эти процессы сопровождаются сбросами и гравитационным сползанием блоков пород со склонов фиордов, что ведет к расширению фиордов.

Сторонники ледниковой теории, отстаивая ледниковое происхождение шхерного рельефа, фиордов, бараньих лбов, штриховки и полировки часто подчеркивают, что эти формы развиты только в тех районах, которые, согласно теории, покрывались ледником. Но и здесь допускается ошибка. Фиорды, шхеры, полировка и штриховка скал имеются и в районах, где не предусмотрены ни покровные, ни горные оледенения. Например, рельеф бараньих лбов и курчавых скал по нашим наблюдениям развит на гранитах Центрального Казахстана (озеро Балхаш), на интрузивных и осадочно-метаморфических породах южного берега Крыма, на Кавказе (Чувардинский, 1984). Ранее З.А.Сваричевской (1960) и С.А.Сарсековым (1961) на Балхаше был описан шхерный рельеф, схожий со шхерами Финляндии. Бараньи лбы, схожие по морфологии с ладожскими, развиты на юрских гранитах в Корее (рис.38). В Греции и в Далмации описаны фиорды, на бортах которых, сложенных известняками, развиты штриховка и полировка (Грегори, 1913; Крайнер, 1978). Известен рельеф бараньих лбов на кристаллических породах в Испании, Африке (рис.39), Австралии, Португалии (Soares, Lopes, 1981).

Штрихованные и полированные плоскости скальных пород вскрываются в карьерах по добыче камня. Например, Г.Н.Сапфиров (1982) пишет, что тектонические зеркала скольжения, отполированные до зеркального блеска и, нередко, несущие штрихи и борозды, наблюдаются во многих каменных карьерах на Украинском щите (стр.138)[1].

Широкое распространение форм “ледниковой экзарации” в Фенноскандии связано с резкой тектонической активизацией Балтийского щита в четвертичном периоде. Подобная тектоническая активизация происходила и на Канадском щите.

---

[1] По данным Ю.А.Кошика, В.М.Тимофеева, В.П.Чмыхала (1976) на Украинском щите штриховка и полировка наблюдается на блоках изверженных пород, добытых в карьерах и на стенках самих карьеров.

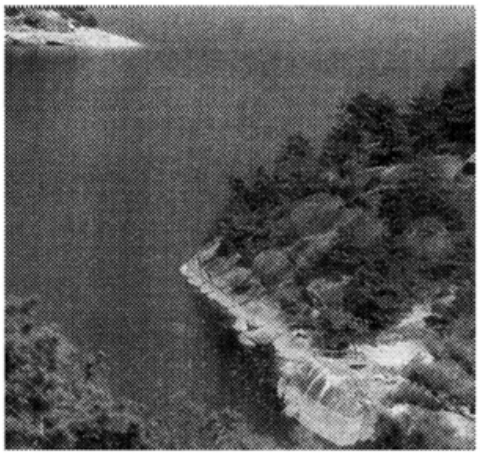
Неотектоническая активизация других равнинных территорий Земли в четвертичном периоде проявлялась локально. К тому же выходы кристаллических пород здесь редки, поэтому не столь широко, в отличие от Балтийского и Канадского щитов, развиты и формы “экзарационного” рельефа.

Что касается горных районов, то рельеф “бараньих лбов”, штриховка и полировка скал развиты там достаточно широко. Эти формы также имеют тектоническое происхождение. Так, в районах альпийского оледенения Кавказа (Ледники Аманауз, Алибек) на гранитоидах прослеживаются те же тектонические зеркала скольжения, что и на Балтийском щите. Здесь также наблюдается погружение одних полированных плоскостей под другие.

2.6. Троги

По “Гляциологическому словарю” (1984) троги это ледниковые долины корытообразной формы, своим происхождением обязанные ледниковому выпахиванию. В этой формулировке правильна лишь констатация корытообразной формы долин. Исследования акад. Н.А.Шило (1981, 1984) в горах северо-восточной Азии и в Альпах показали, что ледники принимают определенное участие в формировании троговых долин, но совсем не такое, какое приписывает им “Гляциологический словарь”. Прежде всего горно-долинные ледники наследуют древние долины, имеющие эрозионно-тектоническое происхождение, но моделировка их склонов происходит с участием ледника. По результатам исследований Н.А.Шило (Н.А.Шило, И.Д.Данилов, 1984), большая ширина и корытообразная форма ряда горных долин связана с процессами морозного выветривания и разрушения горных склонов, нависающих над долинными ледниками.

Активное разрушение горных склонов долин вызывало обрушение и осыпание обломочных масс на поверхность ледника, который “как лента транспортера уносил их вниз. Долины не загромождались обломочным материалом, их склоны оставаясь крутыми, быстро отступали. Они приобретали большую ширину и поперечный профиль напоминающий корыто: плоское дно и крутые борта” (стр.50). Далее Н.А.Шило и И.Д.Данилов указывают: “Признавать способность ледниковых масс, механически разрушать горные породы - значит приписывать им мифические свойства. Благодаря тому, что ледники не выпахивают свое ложе, во многих троговых долинах, ныне свободных от льда, сохранились древние речные отложения и связанные с ними россыпи золота и ряда других ценных полезных ископаемых” (1984, стр.50).



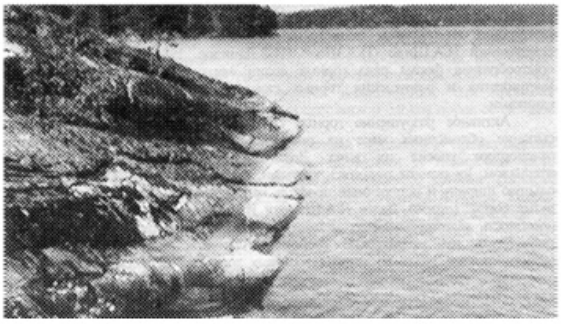


Рис.38. "Копытообразные" формы бараньих лбов на гранитах
а - юрские граниты на оз.Самир (Корея), снимок из журнала "Корея" № 11, 1983 г.; б - архейские граниты, Сев.Приладожье (фото автора)

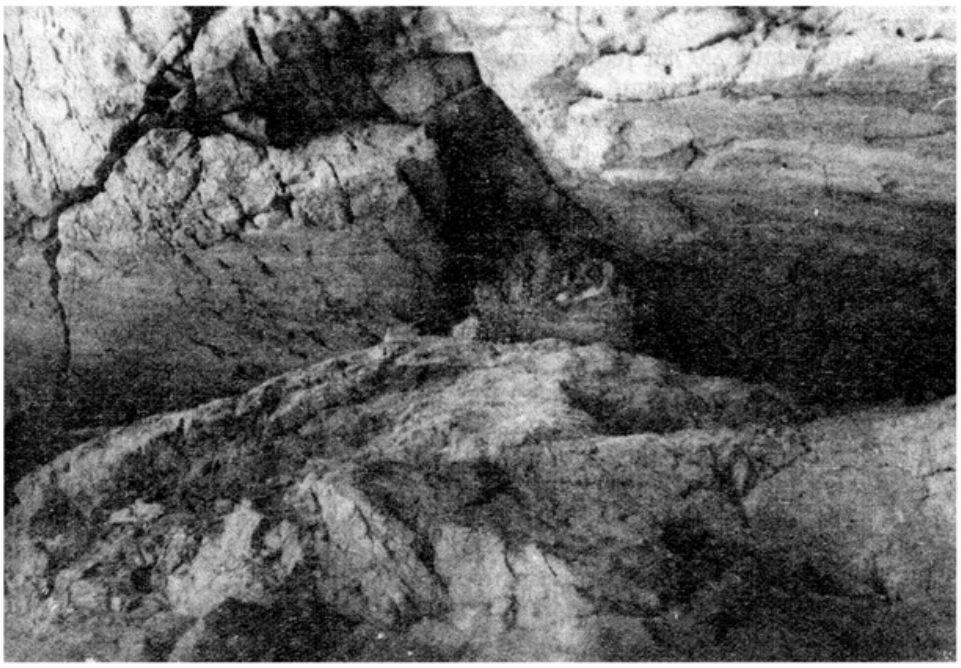


Рис.39. "Экзарационный" рельеф внеледниковых областей

а - сбросовое (путем гравитационного сползания пластин) происхождение полированных поверхностей - "бараньих лбов" на юрских гранитах в Нигерии (для масштаба в правом нижнем углу хижина) ("Geomorphology and Climat", 1976); б - изборожденная поверхность зеркала скольжения сдвигового типа на известняках района Симеиза (фото автора)

2.7. Кары и цирки

В настоящее время мало кто из геоморфологов и геологов связывают формирование каров и цирков с ледниковым выпахиванием, однако палеогеографы используют эти формы рельефа для доказательства древних оледенений. Изучение каров в природных условиях показало, что первоначальное их образование обусловлено наличием тектонических ниш, заложенных по зонам тектонической трещиноватости и системам разрывов (Н.В.Башенина, В.В.Тыханович, С.А.Стрелков). Дальнейшее их развитие происходило в условиях нивации и процессов морозного выветривания. Стимуляторами процессов нивации могли быть как многолетние снежники, так и каровые ледники.

2.8. Причины приповерхностных тектонических дислокаций

Рассмотренные разрывные дислокации - сдвиги, взбросо-надвиги и сбросы, приведшие к формированию многочисленных групп экзарационного рельефа, относятся преимущественно к приповерхностным структурам. Это несколько необычно с точки зрения об обязательной глубинности тектонических движений, но находится в согласии с современными представлениями, что взбросы и надвиги наиболее широко формируются непосредственно близ земной поверхности, где имеется возможность свободного движения блоков пород и чешуй вверх (“Изучение тектонических структур”, 1984).

В последние 20 лет геотектоническая наука отошла от взглядов о ведущей роли вертикальных движений земной коры. Была выдвинута идея о решающем значении тангенциальных напряжений в формировании разломов, установлено широкое развитие разрывов с горизонтальным типом смещения. Получили подтверждение представления о горизонтальной расслоенности земной коры, в том числе самой ее верхней части.

Особое значение для познания причин и механизма приповерхностных дислокаций имеет изучение современных тектонических напряжений в земной коре. Для Балтийского щита и других платформенных областей были получены данные, показывающие, что в верхней части гранитного слоя земной коры горизонтальные сжимающие напряжения в несколько раз выше вертикальных геостатических давлений. Важно, что при этом высокие горизонтальные напряжения фиксируются в кристаллических породах совсем на небольшой глубине, например, в Швеции на глубине 10-20 м (Кропоткин, 1971). По данным, приводимым П.Н.Кропоткиным (1971, 1977, 1987) высокие горизонтальные сжимающие напряжения 150-200 и до 500-600 кгс/см^2 (до 50-60 МПа) в породах Балтийского щита отмечаются на глубинах от 10-20 до 200 м от поверхности (рис.40).

По измерениям в Хибинском и Ловозерском массивах горизонтальные сжимающие напряжения - величиной 400-600 кгс/см^2 (40-60 МПа) установлены на сравнительно небольших глубинах 100-200 м (Марков, 1983).

По данным В.Н.Сухарева (1990) в Умбозерском руднике (северо-западная часть Ловозерского массива) горизонтальные тектонические напряжения имеют следующие значения (табл.2).

Согласно данным А.С.Эстеркина (1986), высокие горизонтальные тектонические напряжения присущи кристаллическим щитам, причем верхним их горизонтам. Величина тектонического сжатия здесь может достигать 100-200 МПа.

Это означает, что горизонтальные тектонические напряжения на таких небольших глубинах в 10-20 и даже в 50 раз превышают вертикальное (геостатическое) напряжение. При таких величинах горизонтального сжатия и небольших вертикальных давлений, касательные напряжения оказываются высокими. Становится понятной

возможность и неизбежность широкого развития в подобных геодинамических условиях именно приповерхностных сколовых смещений - взбросо-надвигов, а также сдвигов.

Таблица 2

Абсолютные отметки шахтного горизонта, м	Глубина замеров напряженности пород от поверхности, м	Величина горизон-тальных тектонических напряжений, МПа
+150	520	60-65
+200	390	50-60
+250	280	45-55
+300	170	40-50
+350	80	20-40
+400	10	20

Можно также отметить, что, как это ни парадоксально, горизонатльное тектоническое сжатие вовсе не обязательно увеличивается с глубиной. Измерения горизонтальных напряжений на Талнахском массиве показывают, что наибольшие величины горизонтальных напряжений сосредоточены на глубинах от 50 до 500 м, где они составляют порядка 10-17.5 МПа и существенно уменьшается с глубиной - снижалось до 5-7.5 МПа, при одновременном увеличении (в 10 раз) вертикального давления (Взаимосвязь геолого-тектонического .., 1985) (рис.41). Поскольку тектонические движения обусловлены разностью напряжений - в данном случае разностью между горизонтальным сжатием и вертикальным давлением, вывод о развитии в таких геодинамических условиях именно приповерхностных движений сколового или сдвигового типа не кажется неожиданным.

Данные об изменчивости горизонтальных напряжений в верхней части гранитного слоя подтверждают взгляды о горизонтальной расслоенности коры, указывают на вероятность чередования в ее разрезе зон повышенных и пониженных касательных напряжений. Вместе с тем, если для приповерхностных взбросо-надвиговых и сдвиговых смещений достаточны горизонтальные напряжения порядка 100-200 кгс/см^2 (10-20 МПа), то для дислокаций на больших глубинах, вследствие больших значений вертикальных давлений, эта величина должна быть на 1-2 порядка выше.

Констатация существования на щите высоких горизонтальных напряжений в приповерхностных частях гранито-гнейсового слоя земной коры достаточна для объяснения широкого развития мелких сколовых (взбросо-надвиговых) и сдвиговых приповерхностных дислокаций, приведших к формированию рельефа бараньих лбов, многочисленных тектонических зеркал скольжения со штрихами и шрамами, других типов “экзарационного” рельефа.

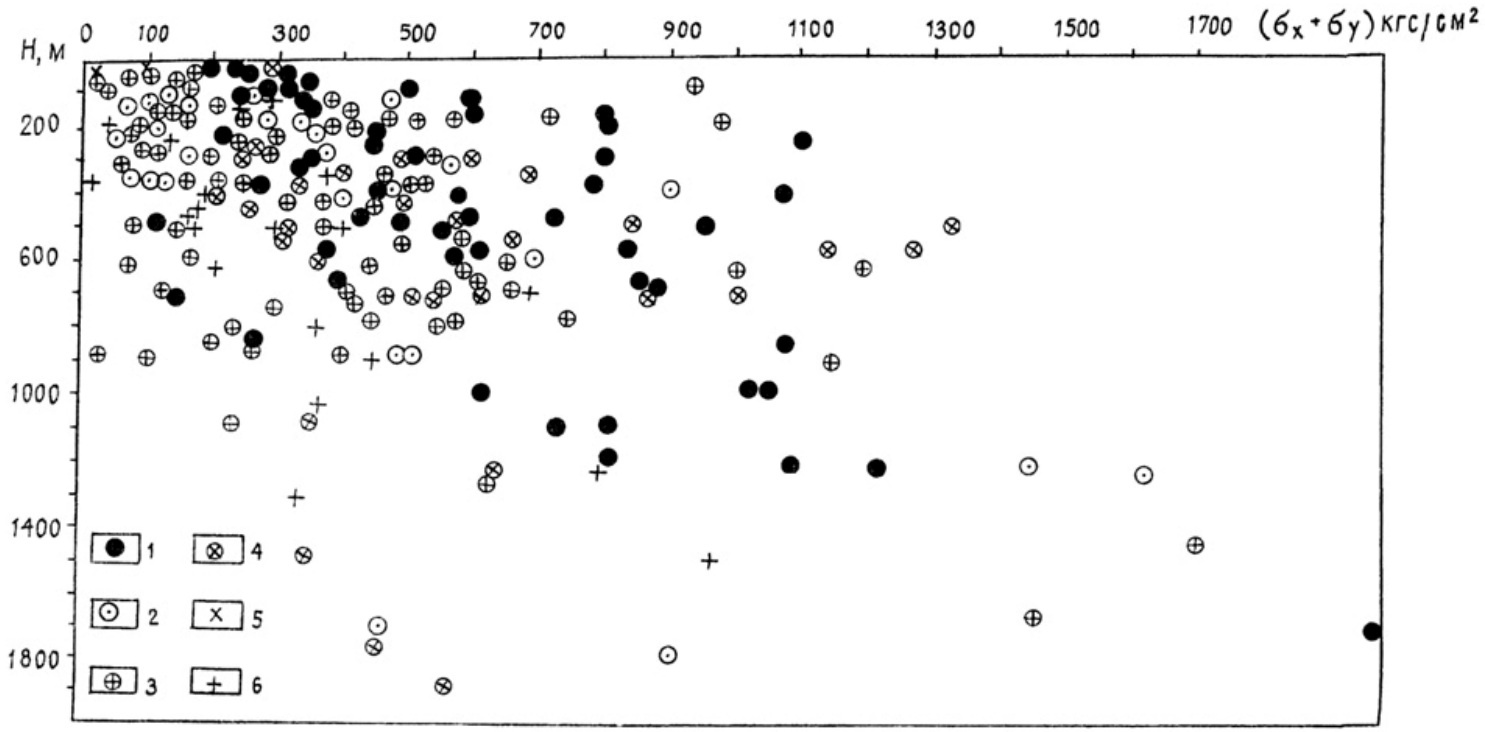


Рис.40. Изменение величины горизонтальных тектонических напряжений в массивах горных пород (по П.Н.Кропоткину и др., 1987, упрощено)

1 - Балтийский щит; 2 - докембрийские платформы; 3 - палеозойские складчатые пояса; 4 - области мезозоской и кайнозойской складчатости; 5 - Исландия; 6 - осадочные породы чехла

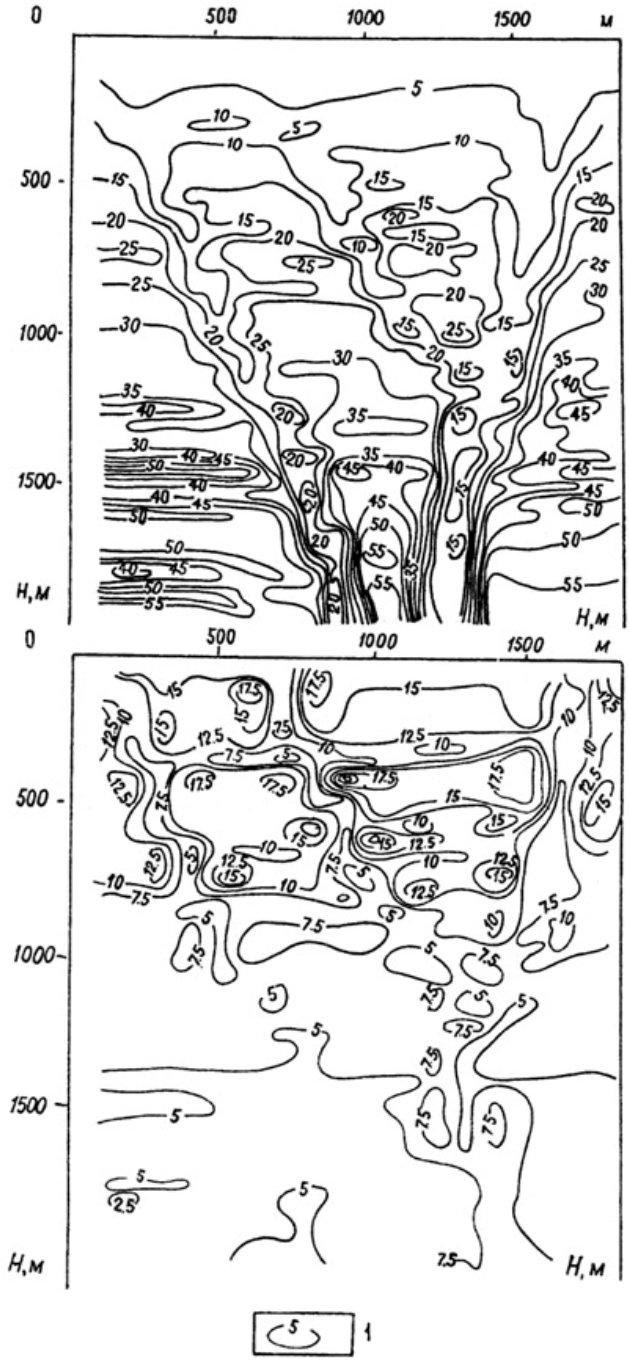


Рис.41. Схема распределения тектонических напряжений в Талнахском массиве ("Взаимосвязь геолого-тектонического ...", 1985)

а - вертикальные напряжения; б - горизонтальные напряжения; I - линии равных напряжений (МПа)

Данный вывод подтверждается самими условиями формирования взбросов и надвигов, сформулированными в методическом пособии “Изучение тектонических структур” (1984): Формирование взбросов происходит при облегченном высвобождении пород вверх. Они образуются близко к земной поверхности. Особенностью всех надвигов является их формирование непосредственно у земной поверхности (стр.54). Представляется, что движения по крупным разломам вызывали (и вызывают) возникновение знакопеременных горизонтальных и нормальных напряжений в зонах динамического влияния разломов, как в глубинных, так и поверхностных их частях.

Передача горизонтальных напряжений в приповерхностной части земной коры (в пределах зон динамического влияния разломов) явление хорошо известное в структурной геологии. Разрядка этих напряжений происходит посредством скалывания относительно мелких приповерхностных блоков пород.

Наибольшие тектонические напряжения и, соответственно, вторичные разрывные структуры сжатия и сдвига приурочены к осевым плоскостям разломов. Многочисленны такие структуры на концах сдвигов. Можно еще раз указать на широкую приуроченность групп разнообразного “экзарационного” рельефа к зонам крупных неотектонических разрывных структур сдвигового и взбросо-надвигового типа (Кандалакшский, Ладожский, Онежский “грабены”, фиордовое побережье северной части Кольского п-ова). В районах, где неотектонические дислокации сжатия и сдвига проявлены слабо, экзарационный рельеф развит фрагментарно. Он практически отсутствует на “мертвых” в неотектоническом плане геоблоках (центральная часть юго-востока Кольского п-ова) и на геоблоках, развивающихся в режиме растяжения (северо-восток Мурманского блока).

2.9. Сейсмичность Балтийского щита

М.В.Гзовский в “Основах тектонофизики” (1975) писал: “Получается парадокс: на Балтийском щите, который считается сейсмически и тектонически малоактивным, максимальные касательные напряжения равны или даже превышают касательные напряжения в самых активных в сейсмическом и тектоническом плане районах (горы Средней Азии)”.

Кажущееся несоответствие можно разрешить, если признать, что Балтийский щит - тектонически активный район. В пользу этого свидетельствует широкое развитие неотектонических разрывных дислокаций и данные о сейсмичности щита.

В пределах Фенноскандии, в Осло-фиорде, зафиксированы землетрясения силой до 8 баллов (Хольтедаль У., 1958) и выделяется несколько протяженных зон с повышенной сейсмичностью: фиордовое побережье Норвегии (в первую очередь область Нурланд), пояс грабен Осло - озеро Венерн, зона Ботнического залива, Кандалакшский грабен, Кольский фиорд и фиордовый берег Мурмана, Ладожский грабен. В качестве сейсмической зоны можно выделить и зону сопряжения Балтийского щита с Русской плитой, в пределах которой также фиксируются землетрясения (например, Осмуссаарское землетрясение, 1976 г. в Финском заливе с интенсивностью до 7 баллов в эпицентре).

Несколько сейсмотектонических зон выделяются в Финляндии, где большинство землетрясений имеет четкую приуроченность к крупным зонам разломов северо-западного и субширотного простирания (см. рис.80). Большинство зафиксированных землетрясений в Фенноскандии не превышает 3-6 баллов и лишь единичные достигают 8 баллов[1].

---

[1] Н.И.Николаев (1988) на основании изучения сейсмотектонических разломов в Карелии предполагает наличие в прошлом (в голоцене) землетрясений силой до 10 баллов.

Сравнительно небольшая интенсивность землетрясений Балтийского щита при высокой тектонической напряженности и активности ряда структур, может быть объяснена возможностью свободной разгрузки касательных напряжений в сторону дневной поверхности путем скалывания и сдвигания приповерхностных блоков. По современным представлениям именно возможность свободного перемещения блоков пород способствует разрядке тектонических напряжений. Нарушения взаимного перемещения блоков (механической или физико-химической природы) приводит к накапливанию упругой энергии и сильным землетрясениям (Гохберг и др., 1983). Следует также иметь в виду, что землетрясения Фенноскандии мелкофокусные, коровые (Панасенко, 1982) и, видимо, связаны с перестройкой тектонического плана щита. В свою очередь они вызывают значительные смещения в зонах разломов.

Так, при Кандалакшском землетрясении 1967 г. в осевом разломе Кандалакшского грабена произошла подвижка типа взбросо-сдвига, а само землетрясение было вызвано близгоризонтальным тектоническим сжатием, перпендикулярным простиранию разрывных структур (Ассиновская, 1986).

2.10. О гляциоизостазии

До недавнего времени было принято считать, что на Балтийском щите имели место лишь вертикальные движения сводового типа. Эти поднятия связывались и до сих пор связываются с гляциоизостатическими причинами. В соответствии с этим изобазы поднятия Фенноскандии принято изображать в виде концентрических кривых с максимумом поднятия в районе предполагаемого центра оледенения.

Ошибочность этих построений доказывается следующими фактами.

1. Поднятия на Балтийском щите, в том числе и на Кольском п-ове имеют дифференцированный характер и в одном и том же районе чередуются с опусканиями. На это ранее указывали С.А.Стрелков и Н.И.Николаев, считая, что вертикальные движения имеют тектоническую причину и образуют горсты (Хибины, Ловозерские тундры, Чуна-тундры и др.) и грабены (Умбозеро, Имандра, Ловозеро). По Н.И.Николаеву (1988) такой же характер распределения горсты и грабены имеют и на остальной площади щита (рис.42).

2. Основываясь на гравиметрических данных, Л.Е.Шустова (1966) построила карту мощностей земной коры Фенноскандии (рис.43). Как видно из этой карты, изогипсы поверхности “М” в западной части Фенноскандии ориентированы в северо-восточном направлении, а в восточной части щита вытянуты с северо-запада на юго-восток. Анализируя указанную карту, С.И.Макиевский (1969) соглашается с Л.Е.Шустовой о структурно-тектонической обусловленности гравитационных аномалий и указывает, что северо-восточные направления изогипс по поверхности “М” следует связывать с простиранием скандинавских каледонид, а северо-западные (юго-восточные) - с простиранием докембрийских складчатых сооружений. Такое строение земной коры, пишет С.И.Макиевский, может быть обусловлено только тектоническими причинами.

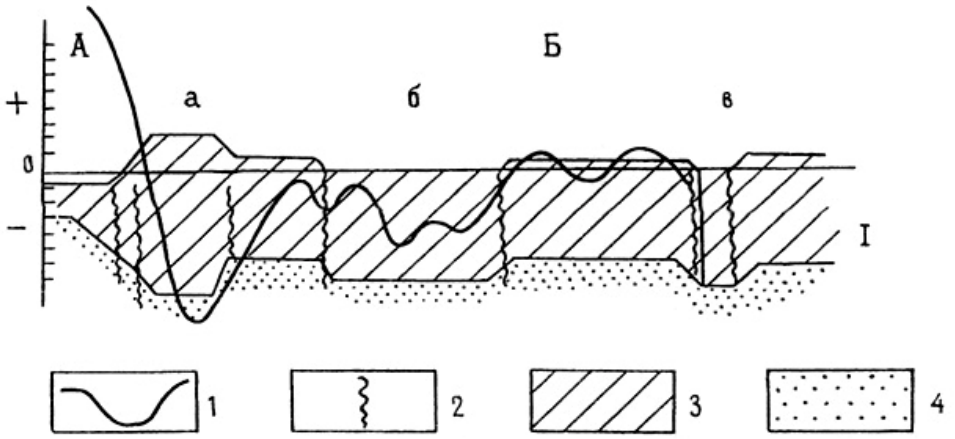


Рис.42. Схема блокового строения земной коры Фенноскандии (по Н.И.Николаеву, 1988)

А - Атлантическая зона; Б - Балтийский щит; а - эпиплатформенные Скандинавские горы; б - Кандалакшско-Ботническая впадина; в - Кандалакшский грабен. 1 - кривая силы тяжести; 2 - главные разломы; 3 - кора; 4 - мантия

Установлено также, что к линиям максимальных градиентов регионального гравиметрического поля приурочены региональные тектонические нарушения - наиболее крупные из них следуют вдоль берегов Норвежского и Баренцева морей, Ботнического и Финского заливов (Николаев, 1988). К этим тектоническим линиям приурочены и современные землетрясения Фенноскандии (Николаев, 1988).

3. Гравиметрические исследования на Кольском геофизическом полигоне также показали, что региональные гравитационные аномалии совпадают с конфигурацией глыбовых структур, выделенных сейсмическими методами В.И.Богдановым (1972). На этом основании В.И.Богданов пришел к выводу, что глыбовые структуры, в том числе молодые структуры, имеют эндогенную природу и, что “ледник вообще не влиял на процессы макроструктуры Фенноскандии”.

Выполненный В.Н.Глазневым и А.Б.Раевским (1982) расчет литостатического давления для гравитационной модели Кольского п-ова показал хорошее совпадение данных о плотностном строении коры с динамикой современных вертикальных движений. Эти данные также свидетельствуют об эндогенной природе современных тектонических движений.

4. Величины поднятия Фенноскандии по Н.Мернеру и Н.И.Николаеву (1988) составляют 8-10 мм/год. Вполне сопоставимы с ними среднегодовые величины поднятия центральной части Украинского щита - 8 мм/год (Кропоткин, 1980). Парадокс заключается в том, что в центральной части Украинского щита, в отличие от Фенноскандии, не предусмотрены материковые оледенения.

5. Тектонические движения Балтийского щита - вертикальные и горизонтальные, обусловлены не снятием гипотетической ледниковой нагрузки, а горизонтальными тектоническими напряжениями в верхнем (гранитном) слое земной коры (Кропоткин, 1971, 1977, 1987; Гзовский, 1975). М.В.Гзовский особо подчеркивал, что “вопреки установившимся взглядам неожиданно во многих местах в гранитном слое земной коры на Балтийском щите были получены результаты измерений, удивившие

инженеров и тектонистов: наибольшее сжатие оказалось направленным не вертикально, как это ожидалось, а горизонтально". Происхождение же горизонтального напряжения в земной коре, как известно, может быть только эндогенным, тектоническим (Ярошевский, 1981).

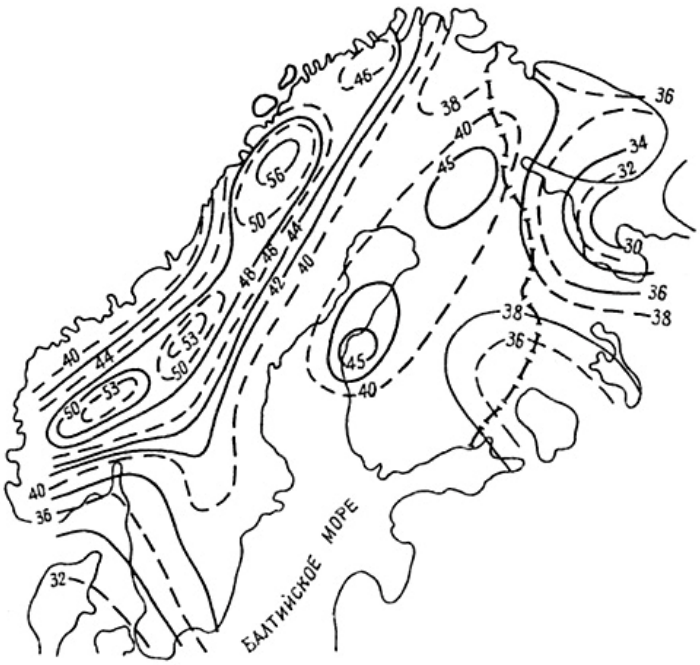


Рис.43. Мощность земной коры в Фенноскандии (изогипсы в км) (по Л.Е.Шустовой, 1966)

Принципиальную позицию в отношении гляциоизостазии Балтийского щита занял В.В.Белоусов (1958, 1962), который считает, что "еще раз полезно подчеркнуть очевидную необоснованность попыток объяснить новейшее поднятие Фенноскандии таянием четвертичного ледникового покрова. Это поднятие ... имеет несомненно тектоническую природу".

Обширный геофизический материал по Балтийскому щиту был проанализирован Е.Н.Люстихом (1957), который пришел к важному выводу, что "гравиметрическая съемка не только не подтверждает, но и явно опровергает гипотезу ледникового всплывания Фенноскандии". Недавно расчеты возможного воздействия массы льда на земную кору провел В.В.Орленок (1992). В итоге он указал: "... масса 2-3-километровой призмы льда плотностью 0.97 г/см^2 составляет менее 1% от массы 100 км каменной оболочки со средней плотностью 3.5 г/см^2, на которую лед давит так, что она вжимается в астеносферу. Но последняя отсутствует под щитами, а давление легкого льда более чем в 2 раза меньше нормального горного давления, создаваемого осадочной толщей той же мощности. Следовательно, ни о какой изостазии не может быть и речи" (приводится по: Н.Г.Чочиа и С.П.Евдокимов (1993).

В связи с этим можно подчеркнуть, что блоковые (вертикальные) поднятия на Балтийском щите могут быть также обусловлены горизонтальными тектоническими движениями, имеющими вертикальную составляющую (взбросы, надвиги).

Таким образом, гляциоизостатическая теория, столь популярная и, казалось, незыблемая, в приложении к Балтийскому щиту, не имеет под собой оснований. Природа современных поднятий, в том числе сводовых, в этом районе эндогенная, тектоническая.

Крупные геологи-тектонисты А.П.Карпинский, Г.Штилле, М.М.Тетяев, А.Д.Архангельский, Н.И.Николаев, С.С.Шульц ранее неоднократно указывали на несомненно тектоническую природу четвертичного воздымания Фенноскандии, но сторонники ледниковой теории, как бы не замечая этих выводов, продолжают постулировать гляциоизостатическую гипотезу в бесчисленном множестве статей, и даже используют ее в качестве причины тектонической активизации Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ.

“Четвертичный ледник стал
у нас наиболее удобным фактором,
привлекаемым для объяснения
как крупных, так мелких форм
рельефа, зачастую не имеющих
никакого отношения к оледенению”.

Проф. М.М.Ермолаев (1962)

Глава 3

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЛЕДНИКОВО-АККУМУЛЯТИВНЫХ И ГЛЯЦИОТЕКТОНИЧЕСКИХ ГРУПП РЕЛЬЕФА

В данном разделе рассматривается происхождение форм рельефа, которые принято относить к ледниково-аккумулятивному рельефу (озы, краевые морены, холмисто-моренный рельеф, камы) или связывать с ледниковым выпахиванием и аккумуляцией (друмлины, друмлиноиды, сельги), с экзарационно-напорной деятельностью ледника (долины ледникового выпахивания, гляциодислокации, отторженцы). Фактически, перечисленные формы рельефа, относятся к группе структурного рельефа, так как формирование их связано с тектоническими процессами - пликативными и дизъюнктивными. Ниже приводятся доказательства неледникового генезиса этих типов рельефа, при этом особое внимание уделено тем формам, которые являются опорными для ледниковой теории.

3.1. Озы (эскеры)

По вопросу происхождения озов (эскеров) существует несколько гипотез, но все они так или иначе связывают происхождение этих форм рельефа с деятельностью ледника и его талых вод. Наиболее широко распространена гипотеза образования озов в ледниковых туннелях или ледниковых трубах - путем заполнения их песчано-гравийным материалом.

Другая группа гипотез связывает происхождение озов с дельтово-ледниковой аккумуляцией в подледниковых каналах. Существуют также несколько гипотез надледного происхождения озов, в том числе накопления песчано-гравийно-галичниковых отложений в трещинах ледников и последующей проекции этих отложений на неровное ложе.

В последнее время нередко пишут об озово-водноледниковых магистралях, в которых озы чередуются с камами. Механизм формирования таких магистралей не раскрывается, за исключением указания на их формирование во время таяния покровного ледника.

Весьма важным открытием исследователей, изучавших озы Балтийского щита, было установление их сопряженности с неотектоническими разломами фундамента. По их данным озы и озово-водноледниковые магистрали прослеживаются вдоль разломов на десятки и даже первые сотни километров (Г.С.Бискэ и др., 1971; Г.С.Бискэ, В.А.Ильин, А.Д.Лукашов, 1976; В.А.Ильин, 1976; В.А.Ильин, Г.Ц.Лак, 1972; А.Д.Лукашов, В.А.Ильин, 1974, Herme, 1963; Pentillä, 1968) (рис.44). При этом часть разломов, к которым приурочены озы, активны и в настоящее время (Mörner at al., 1989), а некоторые крупные озы - например озы острова Мегостров (Карелия) испытывают новейший тектонический перекос (Г.С.Бискэ и др., 1971).

По нашим исследованиям озы Кольского полуострова также приурочены к разломам фундамента и прослеживаются вдоль них на десятки километров (В.Г.Чувардинский, 1984, 1986) (рис.45). Сопряженность озов и сквозьчехольных разломов фундамента установлена и на Русской платформе (В.Н.Коженов, В.И.Шкуратов, 1981; В.Е.Останин, 1982; Э.А.Левков, 1980). Большой фактический материал о связи озовых гряд с неотектоническими разломами в северной части Украинского щита содержится в объемной публикации Ю.А.Кошика, В.М.Тимофеева и В.Н.Чмыхала (1976). Детальным геологическим картированием с применением бурения ими было установлено, что озовые гряды расположены над разломами и тянутся вдоль них на расстояние до нескольких десятков километров. Е.В.Рухина (1973), также отмечает совпадение ориентировки озов и разломов и указывает, что на Кольском п-ове "образование озов связано с молодыми тектоническими разломами и подвижками вдоль них" (стр.60). Однако ниже выясняется, что движения по разломам необходимы для образования трещин в леднике. И не более того.

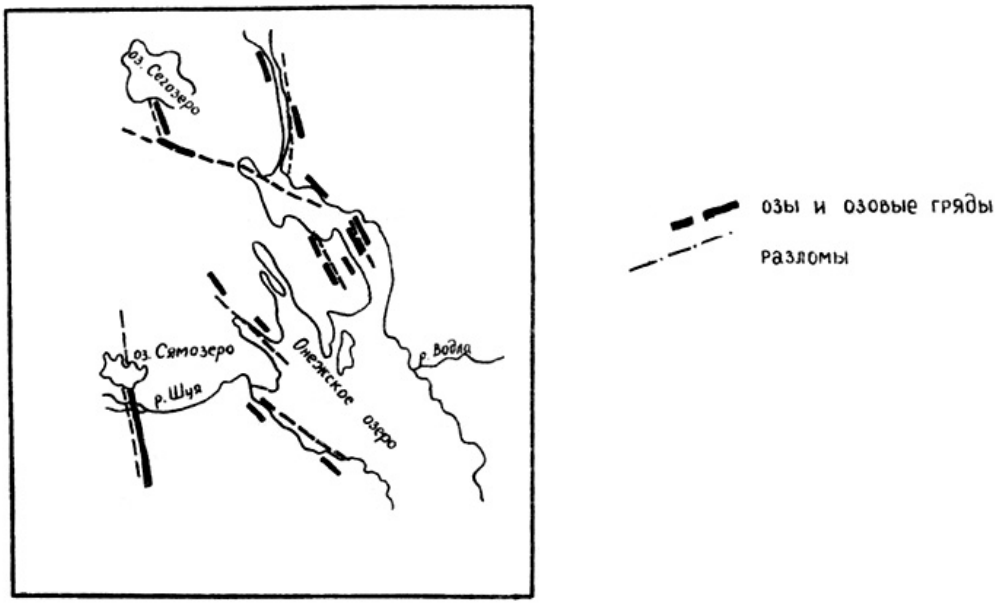


Рис.44. Связь озов с неотектоническими разломами в Карелии (по А.В.Ильину и Г.Ц.Лаку, 1972)

Можно констатировать, что установление сопряженности озовых гряд и неотектонических разломов не привели к пересмотру их генезиса и замечательная формулировка Е.В.Рухиной "образование озов связано с молодыми тектоническими разломами и подвижками вдоль них" осталась незамеченой. Была выдвинута очередная гипотеза их гляциального происхождения. Преамбулой новой гипотезы могут быть следующие сведения по озам Карелии: "Озовые гряды Заонежья и Повенецкого залива протягиваются параллельно основным разрывным нарушениям. Наблюдения над ними позволяют утверждать, что озы не только зависят от морфологии поверхности коренного ложа, но и генетически связаны с такими структурными элементами, как тектонические разломы. Подвижки, прошедшие по тектоническим разломам в ледниковое время, могли воздействовать на ледниковый покров,

формируя в нем систему трещин, впоследствии фиксируемых озами". (Г.С.Бискэ и др., 1971, стр.55).

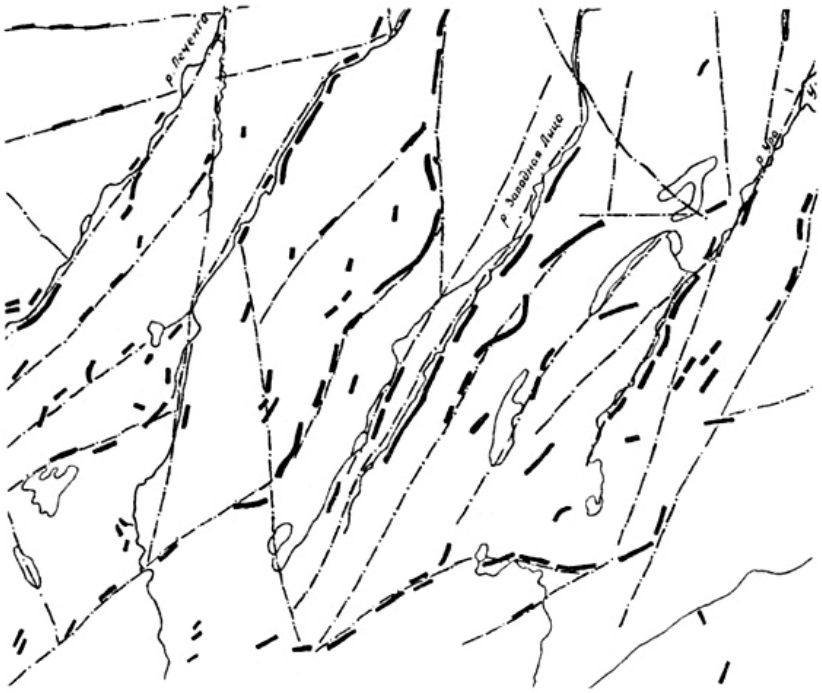


Рис.45. Сопряженность озов и неотектонических разломов на северо-западе Кольского п-ова (В.Г.Чувардинский, 1986). Условные обозначения на рис.44

Итак, по Г.С.Бискэ с соавторами, озы генетически связаны с тектоническими разломами, но остаются ледниковыми по происхождению. Формулировка Е.В.Рухиной почти дословно повторяется. Остается, однако, необъяснимым источник поступления в, полученные таким сложным путем, ледниковые трещины песчано-галечного заполнителя. Если учесть, что речь идет о покровном леднике, этот вопрос остается без ответа, так поверхностные морены на покровных ледниках отсутствуют. Новая гипотеза сохранила и другие неувязки старых теорий формирования озов, добавив к ним дополнительные, из которых можно остановиться на проблемах трещинообразования в теле ледника под влиянием тектонических поднятий по разломам фундамента.

Ледник - вязкопластичное тело и трещины (в основном поперечные) в нем возникают или на весьма крутых перепадах рельефа (зона ледопадов), или в концевых частях ледников, обрывающихся в море. Для возникновения продольных (для формирования радиальных озов) региональных трещин в материковом леднике необходимы весьма масштабные - в сотни метров вертикальные поднятия того или иного крыла регионального разлома. В действительности такого масштаба и такого типа движения по разломам Балтийского щита не зафиксированы.

Изучение на Кольском п-ове разломов, к которым приурочены озы и озово-камовые магистрали показало, что каких-либо существенных вертикальных перемещений одного борта разлома относительно другого не имеется. Тип дислокаций по этим озовым разломам был совсем

иным, чем это требуется для ледниковой теории - это были смещения, вызванные горизонтальным тектоническим сжатием - преимущественно взбросо-сдвиги и надвиги. Причем взбросовая составляющая реализовывалась в скучивании надразломных рыхлых отложений (о чем будет сказано ниже).

Идеи о трещинообразовании в покровном леднике под влиянием тектонических движений по разломам фундамента были подвергнуты критике И.П.Бакановой и Д.Б.Малаховким (1969) еще до становления новой теории формирования озов. Они совершенно справедливо указали на "несоизмеримость скоростей тектонических и гляциальных процессов в платформенных условиях" и отметили, что амплитуды вертикальных тектонических поднятий за столь кратковременный период как деградация ледника, могли составить лишь несколько метров, что опять-таки несоизмеримо с толщиной льда даже в краевой части ледника. "В связи с этим, - пишут авторы, - вряд ли целесообразно искать связь между образованием трещин в теле ледника, приведших к возникновению тех или иных ледниковых форм, с различными проявлениями тектоники" (Баканова, Малаховский, 1969, стр.74.). Исходя из гипотез формирования озов, весьма благоприятными условиями для их образования являются современные ледники, в первую очередь горно-долинные, находящиеся в стадии отступления. Здесь соблюдены все условия необходимые для формирования озов: наличие ледниковых туннелей - внутриледниковых и подледно-ледниковых, широкое развитие надледниковых и подледных потоков, вырывающихся из-под ледника (из ледниковых туннелей), а также - самое важное - наличие на поверхности ледников массы осыпного, склонового материала - от песка и щебня до глыб и валунов. На ледниках - в зоне ледопадов, в том числе в концевой части, имеется масса трещин (еще одно условие для формирования озов). Но, даже при соблюдении всех теоретических установок, озы не образуются ни в горно-долинных ледниках, ни, тем более, в покровных, лишенных поверхностного обломочного материала.

По данным, приведенным в "Гляциологическом словаре" (1984), в СССР насчитывалось 28700 ледников различных типов (из них немало покровных), но до сих пор не выявлено ни одного оза, сформировавшегося в соответствии с гипотезами их образования. На Земле, видимо, может насчитываться порядка 100 тыс. ледников (точной статистики на этот счет найти не удалось). На всю эту массу ледников имеется лишь несколько указаний о наличии озов у края современных ледников. В книге Ю.А.Лаврушина. "Четвертичные отложения Шпицбергена" (1969) приводятся данные о наличии озовых гряд близ долинных ледников Рагнар и Свенбреен. Согласно Ю.А.Лаврушину близ ледника Рагнар имеется два оза высотой до 2 м и протяженностью 35-40 м. В поперечном профиле они трапециевидны, с поверхности сложены песчано-галечным материалом, в середине гряд имеется ледяное ядро. Оз в поле мертвого льда ледника Свенбреен представлен цепочкой конусообразных холмов высотой 5-8 м, протяженностью до 200 м, внутри озовых холмов также имеется ледяное ядро (стр.71). Естественно, что при вытаивании ледяного ядра от этих озов останутся лишь слабые всхолмления, да и те снивелируются солифлюкционными процессами.

Близ ледников Исландии озы описаны В.Окко (V.Okko, 1955). Они имеют высоту от 5 до 10 м, длину 150 м, сложены песчано-галечными флювиогляциальными отложениями. По данным В.Окко эти озы сформировались путем эрозионного расчленения флювио-гляциальной террасы. Им отмечены также начальные стадии процесса эрозионного расчленения террасы и первичные формы эрозионных озов с реликтовой плоской вершиной. Конечно, это совсем "не те" озы, которые развиты в области "древнего материкового оледенения".

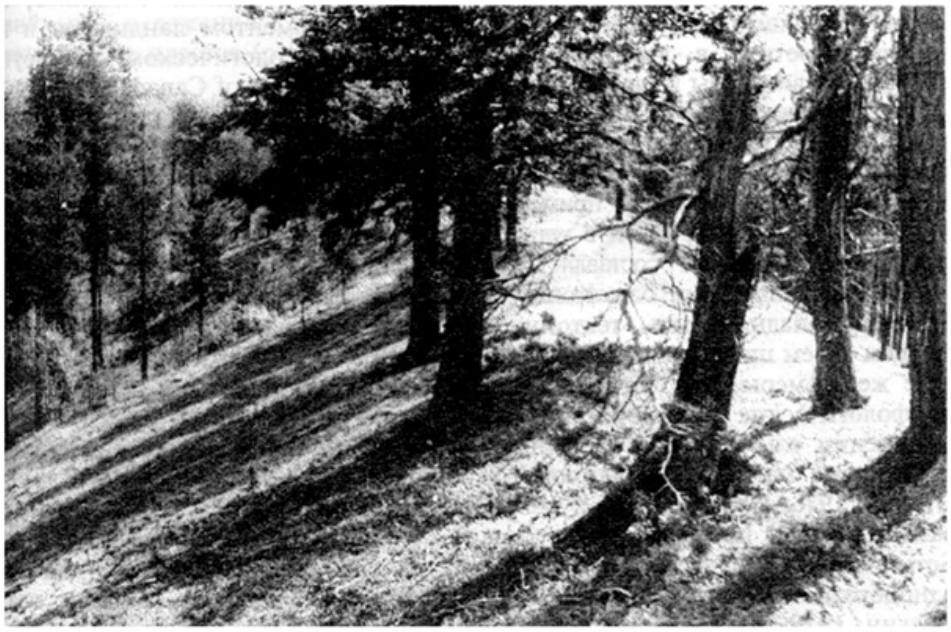


Рис.46. Озы Кольского п-ова

а - озовая гряда на западе Кольского п-ова (к западу от Ковдора); б - оз, размывающийся водами небольшого озера (залив оз.Вялозеро), 1969 г. (фото автора)

В противовес отсутствию озов у края современных ледников, на Балтийском щите они являются непременным элементом ландшафта и их можно встретить в любом целенаправленном геологическом маршруте. Широко развиты озы и на Канадском щите (Glacial map of Canada, 1968).

Изучение морфологии озов показывает, что их размеры, хотя и варьируют от места к месту, но в пределах одной и той же озовой "магистрали" остаются в рамках определенной величины.[1] Иначе говоря, среди озов "водно-ледниковой магистрали" мы найдем озы примерно одних и тех же размеров - по ширине и высоте, как в истоках, так и в устьях "магистралей", несмотря на то, что длина "водно-ледниковых рек" составляет десятки, а иногда и сотни километров.

Так, например, озы Кольского полуострова вдоль долин рек Лотты, Титовки, Западной Лицы, тектонических депрессий на междуречьях этих рек, на всем своем протяжении (от 60-80 и более 100 км) имеют практически одни и те же размеры, или, точнее, представляют одни и те же вариации своих морфологических характеристик (рис.45). Не менее показательны в этом отношении озы Карелии и Финляндии, которые образуют общие "водно-ледниковые магистрали" длиной 250 км, из них до 100-150 км в Карелии (Ильин, 1976; Рухина, 1973; Лукашов, Ильин, 1974; Pentilla, 1968). При этом размеры озов в пределах "магистралей" остаются примерно одинаковыми от Ботнического залива до внутренних частей Карелии, представляя довольно однообразное чередование озовых гряд, камовых полей и камовых плато (Ильин, 1976; Ильин, Лак, 1972; Лукашов, Ильин, 1974). При этом камовый рельеф приурочен к зонам пересечения разломов.

Эти черты морфологии и строения "озовых магистралей" не объяснимы с позиций их водно-ледникового генезиса. В самом деле, если озы действительно формировались в теле тающего ледяного массива - в туннелях, ледяных трубах, в надледных и подледных долинах, то неизбежно должно иметь место расширение ледяных труб, туннелей и долин от центральных частей тающего ледникового щита к его периферии под действием водной эрозии, термоабразии и инсоляции. Соответственно в сотни раз должны увеличиваться водность ледниковых потоков, количество влекомых и отлагаемых наносов, должны в сотни раз возрастать размеры озов по высоте и особенно ширине. Однако, как было показано выше, ни размеры озов, ни мощность "водно-ледниковых" отложений не увеличиваются от верховьев предусматриваемых ледниковых рек к их устьевым частям, несмотря на то, что длина "озовых магистралей" составляет 150-200 км и более (в пределах Канадского кристаллического щита отдельные озы имеют длину более 200 км, а "озовые магистрали" - до 300 и более километров (Glacial map of Canada, 1968).

Нет ответа также на вопрос, почему эти хрупкие, эфемерные песчано-гравийные гряды не были размыты и не превращены в аллювий на флювиогляциальной фазе их образования.

Важный материал для познания механизма формирования озов дает изучение их внутреннего строения, особенностей напластования слоев. Во всех случаях, если озы сложены осадками разного литологического состава - чередующимися в разрезе пластами песков, галечников, супесей, суглинков и гравийных отложений, устанавливается облекающее, антиклинальное залегание этих пластов (рис.47,48,49,51).

---

[1] Озы восточной части Балтийского щита обычно имеют следующие размеры: высота до 10 м, редко до 50-60 м, ширина основания 30-80 м, реже 100-200 м, гребни озов, как правило, узкие, ширина их 2-5, реже более 10 м, иногда наблюдаются озы с плоской вершиной, крутизна склонов в основном составляет 30-45°. Длина озов измеряется от сотни метров до нескольких десятков километров (Бискэ, 1959) (см. рис.46).

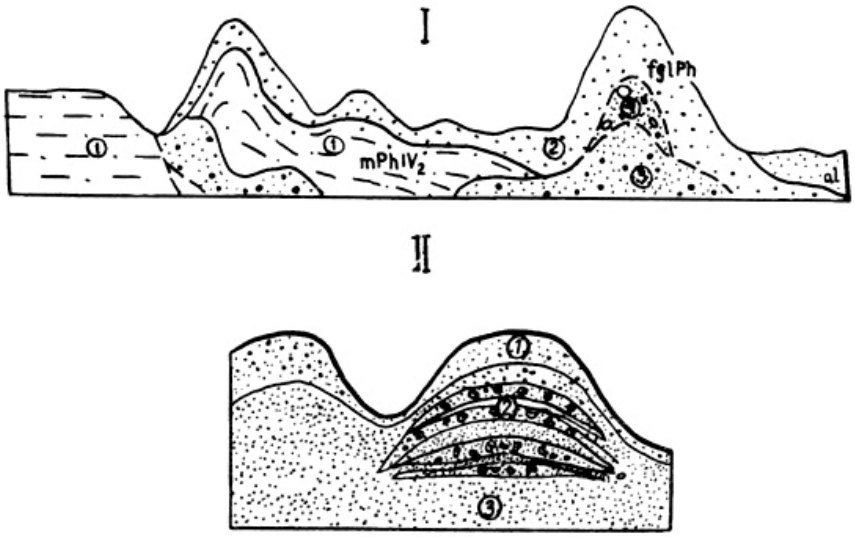


Рис.47. Строение озов в восточной части Балтийского щита

I - строение озов на реке Лотта (Кольский п-ов) (по Никонову А.А., 1964: 1 - суглинки и супеси (морские слои фолас), 2 - пески, 3 - галечно-гравийные пески, 4 - галечно-валунные пески; II - обнажение озовой гряды в Карелии (по Г.И.Горецкому, 1949): 1 - пески разнозернистые и мелкозернистые, 2 - пески разнозернистые и мелкозернистые с раковинами морских моллюсков сублиторальной зоны, 3 - пески грубозернистые

Озовым грядам присуще также чешуйчато-складчатое (в целом, моноклинальное) залегание слоев, иногда отложения озов имеют дипировую структуру (Маркотс, 1992). Такое строение озов исключает возможность их образования потоково-ледниковым путем. С другой стороны, антиклинальное или чешуйчато-складчатое залегание слоев, приуроченность озов к разломам, простирание их вдоль осевых линий разломов позволяет считать, что озы имеют тектоническое происхождение - их следует рассматривать как надразломные и приразломные складки продольного сжатия. Механизм формирования озов представляется следующим: при горизонатальных, тектонических сжатиях в зонах разломов происходит сближение и смыкание крыльев крутопадающих раздвигов, сбросо-сдвигов) и уплотнение зон трещиноватости кристаллических (или вообще горных) пород. При этом происходит скучивание (сжатие) в антиклинальные складки - пологие или более крутые - рыхлых отложений, перекрывающих зону разлома, а также имеет место выдавливание материала из разломных трещин, возможно, по типу диапира (рис.50).

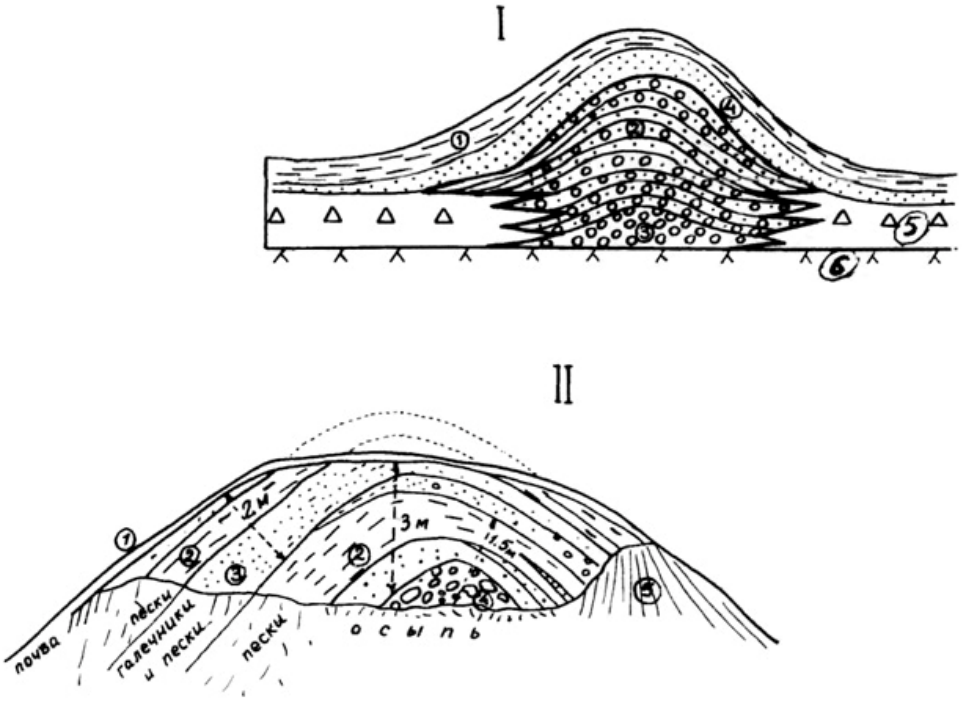


Рис.48. Строение озов в западной части Балтийского щита

I - схематический разрез эскера в Швеции (по Я.Лундквисту, 1979): 1 - глины, 2 - гравийные пески, 3 - галечники, 4 - пески, 5 - морена, 6 - коренные породы; II - разрез оза в Норвегии (по У.Хольтедалю, 1958): 1 - почва, 2 - пески, 3 - галечники и пески, 4 - валунные пески, 5 - осыпь

Подобный механизм образования озов подтверждается следующими данными. На Канадском щите (Лабрадор-Унгава) анализ слоистости озовых отложений привел Т.Филдинга (Fielding T., 1964) о первоначально горизонтальном залегании слоев и о вторичном образовании озов, как грядовых форм рельефа (автор при этом и не отступает от флювиогляциального происхождения озов). Озы с выдавленным ядром известны в Беларусии (В.И.Гридин, Н.В.Кобец, 1965). В Польше близ Старгарда по данным А.Кункель (Kunkel A., 1966) в строении озов участвует два литологических комплекса пород: спресованная мергелистая глина, залегающая в ядре озов и рыхлые осадки, окружающие ядро. Вблизи оси озов слои залегают вертикально, а на крыльях угол их падения уменьшается до 45°. В восточной части Германии (район Пригнитца) ядро озов сложено выдавленными спресованными гольштейнскими глинами (Schulz W., 1967). Эти данные указывают на процессы латерального давления, оказываемые на ранее спокойно лежащие отложения, на собирание этих отложений в складки и выдавливание пластичных отложений в ядро озов.

В пользу рассмотрения озов как надразломных складок продольного сжатия свидетельствует и наличие на плоскостях раздела пластов зон притирания (зеркал скольжения), образующихся при изгибе четвертичной толщи, а также многочисленных микросбросов, гофрированность глинистых прослоев. Последнюю можно рассматривать как мелкую складчатость набегания, характерную для складок сжатия.

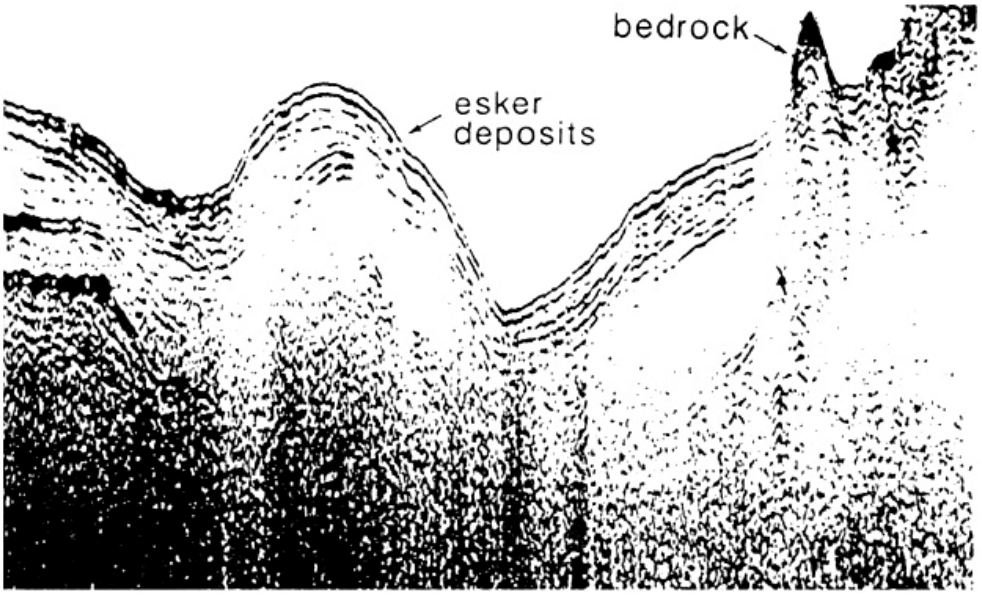


Рис.49. Строение оза (эскера) на дне озера в Финляндии (по данным радарной съемки со льда озера (P.Johansson, 1995). Видно изгибание в открытую антиклинальную складку озерных отложений, в том числе современных. Вопреки ледниковому генезису эскера (по П.Юханссону), схема фактически иллюстрирует современный возраст эскера и его тектоническое происхождение

Отмеченные следы тектонических деформаций наблюдались нами в разрезах озов северо-западной и южной частях Кольского полуострова, они были известны и ранее, но безосновательно считались результатом бокового давления ледника (Никонов, 1964). В зависимости от строения зоны разлома - его ширины, протяженности, степени тектонического сжатия и мощности перекрывающих рыхлых отложений - на разных участках его формировались озы различной ширины, высоты и длины.

Среди озовых образований Кольского полуострова и Карелии наблюдаются сдвоенные и строенные озы (впервые подобные озы были установлены в Карелии Г.С.Бискэ (1959). Такие образования можно рассматривать как чередование открытых антиклинальных и синклинальных складок продольного сжатия. При продолжающемся сжатии гряды могут смыкаться и формировать крупные, сложно построенные озы.

Предварительные расчеты показывают, что для образования оза высотой 10-15 м, при первоначальной мощности рыхлого чехла в зоне разлома 5-7 м, величина тектонического сжатия (сближения крыльев разлома, уплотнения зон трещиноватости) должна составлять 20-30 м. Рыхлые отложения в образовавшейся гряде сжатия принимают облекающее, антиклинальное залегание. Оно отчетливо видно в озах, сложенных слоистыми осадками или отложениями разного литологического состава (см. рис.47-51).

При сильных тектонических сжатиях, вызывающих в коренных породах надвиговые и сдвиговые смещения, озовые гряды, первоначально относительно прямолинейные, могут деформироваться, изгибаться (согласно эффекту вдвигания (Лукьянов, 1965; Разломы..., 1963), а затем и растаскиваться, разрушаться с образованием холмистого камового рельефа и отдельных гряд. На форму озов в плане, видимо, влияют и поперечные разломы, не случайно на месте пересечения систем разломов образуются озовые узлы и камовые поля - здесь формируются наиболее крупные запасы песчано-гравийных стройматериалов.

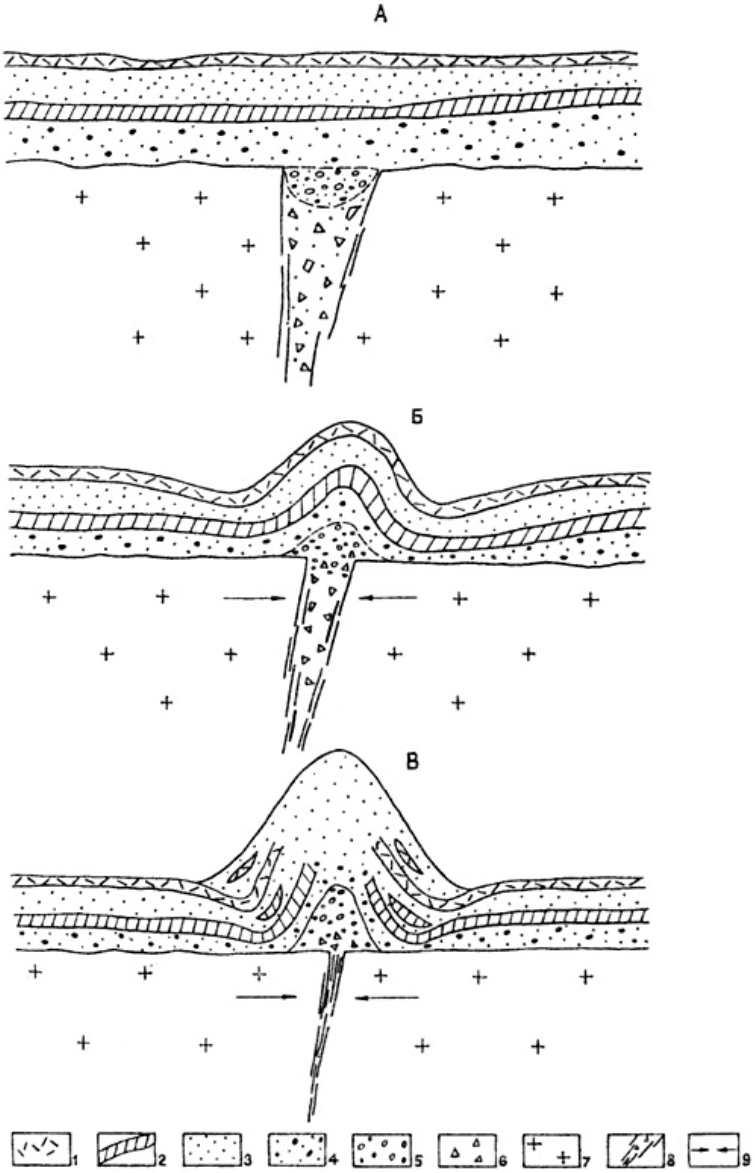


Рис.50. Схема тектонического формирования озов в условиях Балтийского щита (В.Г.Чувардинский, 1986)

А - горизонтальное залегание слоев (до тектонического сжатия); Б - положение слоев в процессе тектонического сжатия; В - строение оза при полном тектоническом сжатии: 1 - торф, 2 - супесь, 3 - суглинок, 4 - пески, 5 - гравий и галька, 6 - галечник с валунами, 7 - глыбы, щебень, 8 - зона разлома, 9 - направление горизонтального тектонического сжатия, 10 - коренные породы

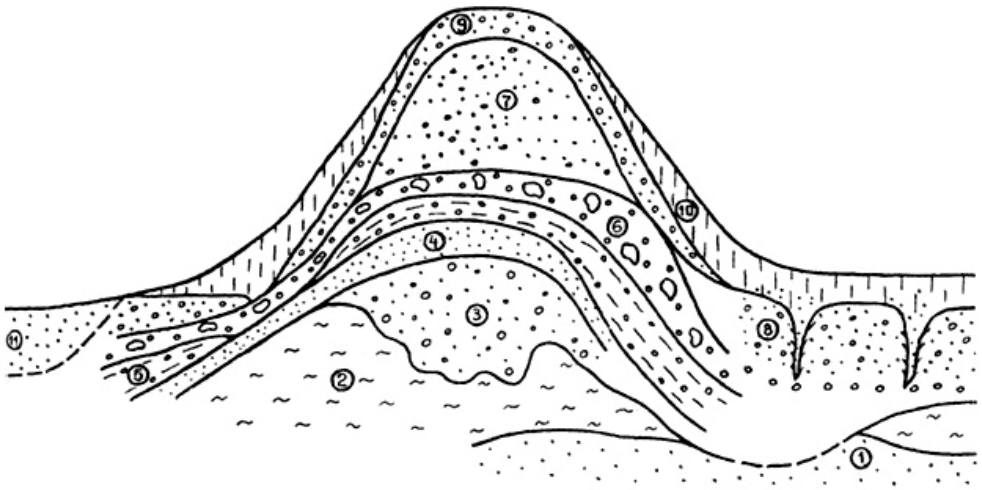


Рис.51. Разрез озовой гряды (Рубежница, Белоруссия, по А.Ф.Санько (1987)

1 - песок желтый мелкозернистый; 2 - переслаивание коричневато-желтых и синевато-зелено-серых слоистых алевритов с фауной насекомых; 3 - валунно-галечные отложения желтовато-серого цвета; 4 - пески желтые мелкозернистые; 5 - суглинок бурый плотный, моренный, 6 - галечник с валунами (на склонах оза круто падает на СЗ и ЮВ); 7 - переслаивание светло-желтых мелкозернистых, среднезернистых и разнозернистых песков с галькой и песчано-гравийного материала; 8 - гравийно-галечные отложения серого цвета, косослоистые с прослоями тонких песков, толща пронизана полигональными мерзлотными клиньями, проникающими на глубину до 2.5 м; 9 - гравий серый с галькой и разнозернистые ржаво-бурые пески; 10 - лессовидная супесь палевого цвета; 11 - аллювиальные пески р.Рубежницы; 12 - место отбора пробы на C^{14}

При отсутствии в зоне разлома рыхлых отложений озы не образуются. На таких участках наблюдаются раздробленные коренные породы, тектонические ущелья или дислокации сколового типа. С чередованием участков сжатия и растяжения, характерных для разломов сдвигового типа вероятно связана прерывистость озов в “водно-ледниковых магистралях”.[1]

Поскольку в пределах протяженных зон разломов развиты разнообразные по генезису осадки от речных и озерных до морских, то озы на разных своих отрезках могут быть сложены различными по литологии, генезису и возрасту отложениями. Это и наблюдается в действительности. Озы чаще всего сложены песчано-галечными отложениями (с прослоями супесей и глин) озерно-аллювиального и морского генезиса. Нередко озы или их отдельные отрезки нацело сложены “мореной” (Никонов, 1964) и даже элювиально-делювиальным глыбовым материалом. Эти же отложения слагают и приозовые (приразломные) зоны на данных отрезках озов. Существенный интерес для познания природы озов имеют находки в

[1] Работы последних лет показывают, что значительная часть молодых и подновленных разломов Балтийского ощита имеет взбросо-сдвиговую природу. При этом амплитуда горизонтальных смещений по сдвигу только за голоцен может достигать сотен метров (Можаева, 1977).

них морских слоев. Так, в озах Кольского полуострова обнаружены горизонты морских песков и супесей с морской диатомовой флорой - слои трансгрессий портландия и фолас (Никонов, 1964), в озах Карелии - скопления морских раковин (Горецкий, 1949), в озах Финляндии - морских отложений с морской диатомовой флорой. Нами в песках, слагающих внутренние части озов на западе Кольского полуострова (район оз.Гирвас), выявлен комплекс морских, солоноводных и солоноватоводных видов диатомей, а в озе близ руч.Коньковский (крайний восток Кольского полуострова) обнаружены раковины морских моллюсков и фауна фораминифер. В Белоруссии, в разрезе оза Рубежница установлены растительные остатки, а также ископаемая фауна жуков (Санько, 1985) (рис.51).

Что касается так называемых флювиогляциальных дельт, то, как указывалось, в их строении, наряду с немыми галечниками и гравийниками, участвуют отложения, содержащие комплекс морских раковин. Так, например, в разрезах эталонных (по А.А.Никонову (1964) и М.А.Лавровой (1960) "флювиогляциальных дельт" долины р.Туломы и Кольского фиорда - Пальники, Мурмашинская, Лукина гора, Восмус - выявлена фауна морских моллюсков арктобореальных и арктических видов (Егоров, 1936; Никонов, 1964; Апухтин, 1962). Некоторые исследователи на этом основании справедливо рассматривают эти "озовые дельты", а также дельту Соловарака в качестве морских террас (Егоров, 1936; Апухтин, 1962). Морское происхождение - террасы трансгрессий портландия и фолас - имеют и "озовые дельты" низовьев рек Печенги, Титовки, Западной Лицы, Уры. В разрезе наиболее типичной (по А.А.Никонову) "озовой дельты" Печенги выявлен богатый комплекс фауны морских моллюсков (Апухтин, 1962) (ранее эта "озовая дельта" даже принималась за конечную морену (Бискэ, 1945).

На крайнем северо-западе Кольского полуострова в террасовых песчано-галечных отложениях низовьев р.Шуонийоки (эти образования А.А.Никонов (1964) считает типичной "озовой дельтой") нами обнаружены раковины балянусов, прикрепленные к неокатанным обломкам гнейсов, а в песках - полуразложившиеся остатки двустворчатых моллюсков (Astarte sp.). Многочисленны находки морских раковин в озах (эскерах) Северной Америки (Jves at al., 1964).

Следует отметить, что надразломные песчаные гряды, известные как структуры сжатия, наблюдаются и во внеледниковых районах. Типичные по морфологии озы, например, недавно образовались вдоль оперяющего разлома сдвига Сан-Андреас (Лукьянов, 1965, фото 53). Надразломные гряды ("хребтики"), сложенные аллювием, в зоне разломов Южной Калифорнии достигают иногда 60-метровой высоты (Разломы..., 1963).

Складки продольного сжатия, напоминающие по форме озы, легко моделируются в лабораторных условиях (Гзовский, 1972) (рис.52).

Важный материал для определения возраста (и косвенно генезиса) озов даст анализ их распространения на площадях, бывших под водами морских поздне-послеледниковых трансгрессий. На Кольском п-ове и в Карелии озы широко развиты на площадях, покрывавшихся водами этих морей. Их верхние уровни достигали отметок 140 м, а на участках блоковых поднятий до 200-235 м (Бискэ, 1959; Лаврова, 1960; Апухтин, 1962).

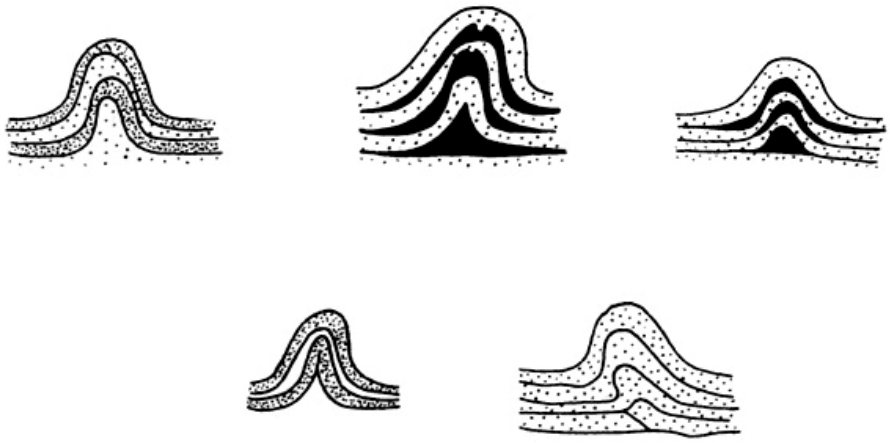


Рис.52. Складки, возникшие при горизонтальном сжатии (верхняя поверхность модели свободная), по М.В.Гзовскому, 1975

На “Карте четвертичных отложений СССР” м-ба 1:5000000 (гл. редактор Г.С.Ганешин, 1966) и “Карте четвертичных отложений СССР” м-ба 1:2500000 (гл. редактор Г.С.Ганешин, 1973) многочисленные озы изображены на низменных территориях Кольского п-ова, Карелии, Карельского перешейка, покрывавшихся, как следует из этих карт, водами морской поздне-послеледниковой тансгрессии (рис.53). В Финляндии и Швеции озы также широко развиты на площадях, бывших под уровнем морских трансгрессий, которые по данным ряда исследователей, достигали отметок от 100 до 160 м, а по некоторым данным до 170 и даже 200 м (Pentillä, 1968; Atlas of Finland, 1960; Seppala, 1974; Ericsson, 1983). Большие площади с широким развитием озов (эскеров) покрывались поздне-послеледниковыми морями в Канаде (рис.54).

Если озы имеют ледниковый генезис, то эти моря трансгрессировали на уже сформировавшиеся озовые комплексы. Каким же образом озы сохранились от размыва, причем от двукратного цикла размыва - наступавшего и отступавшего моря? Видимо, не имеет смысла приводить общеизвестные сведения о геологической работе моря. Можно заметить, что при наступании моря происходит интенсивный размыв всех аккулятивных форм, выступающих в рельефе, в первую очередь песчано-галечниковых. При отступании моря также производится размыв ряда морских аккумулятивных форм и образование баров, кос, береговых валов, террас. Можно еще раз подчеркнуть, что озы - эти узкие песчано-гравийные гряды, крайне неустойчивы к процессам волновой абразии. Их размыв происходит в водохранилищах и даже в относительно небольших подпруженных озерах, частично затопивших озовые гряды. По нашим наблюдениям в Ковдозерском и Верхнетуломском водохранилищах и на озере Вялозеро скорость размыва озов составляет 0.1-2 м в год. На озере Вялозеро (в его северо-западной губе - Амозере) за 20-летний отрезок времени озовая гряда была размыта почти наполовину.

На побережьях Баренцева и Белого морей озов не выявлено. Они развиты лишь на поднятых участках берега - на голоценовых террасовых уровнях. Наблюдения в полосе современного воздействия волновой абразии - в приливно-отливной и самой прибрежной (штормовой) зонах этих морей показывают, что галечниковые и песчано-гравийные береговые валы, косы, пересыпи, прибрежные бары размываются во время шторма в течение нескольких дней. Вместо них формируются новые подобные образования (нередко на другом месте).

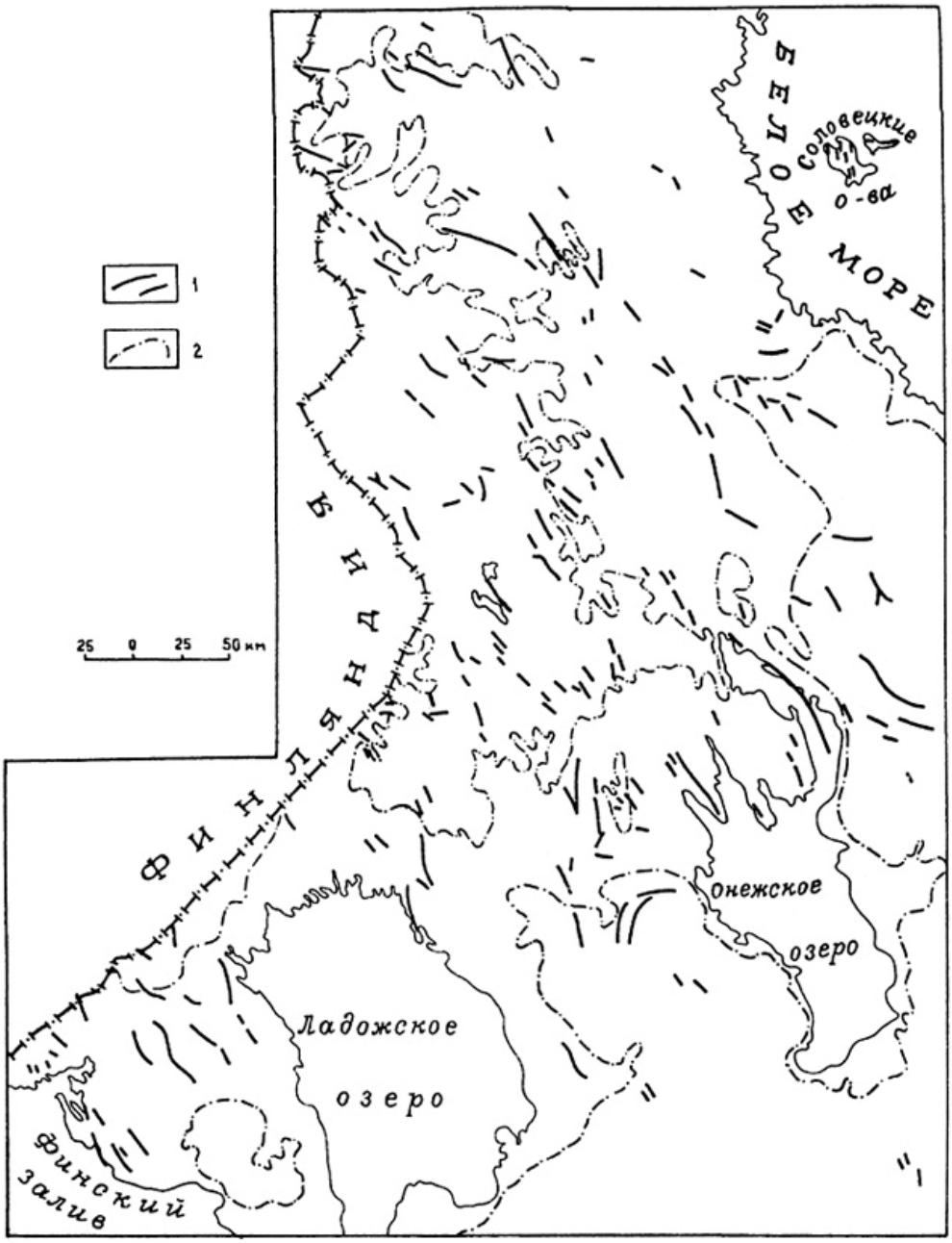


Рис.53.Схема развития озовых комплексов в восточной части Балтийского щита

1 - озовые гряды; 2 - граница морской поздне-послеледниковой трансгрессии (по Г.С.Ганешину, 1973, Н.И.Апухтину и И.И.Краснову, 1962)

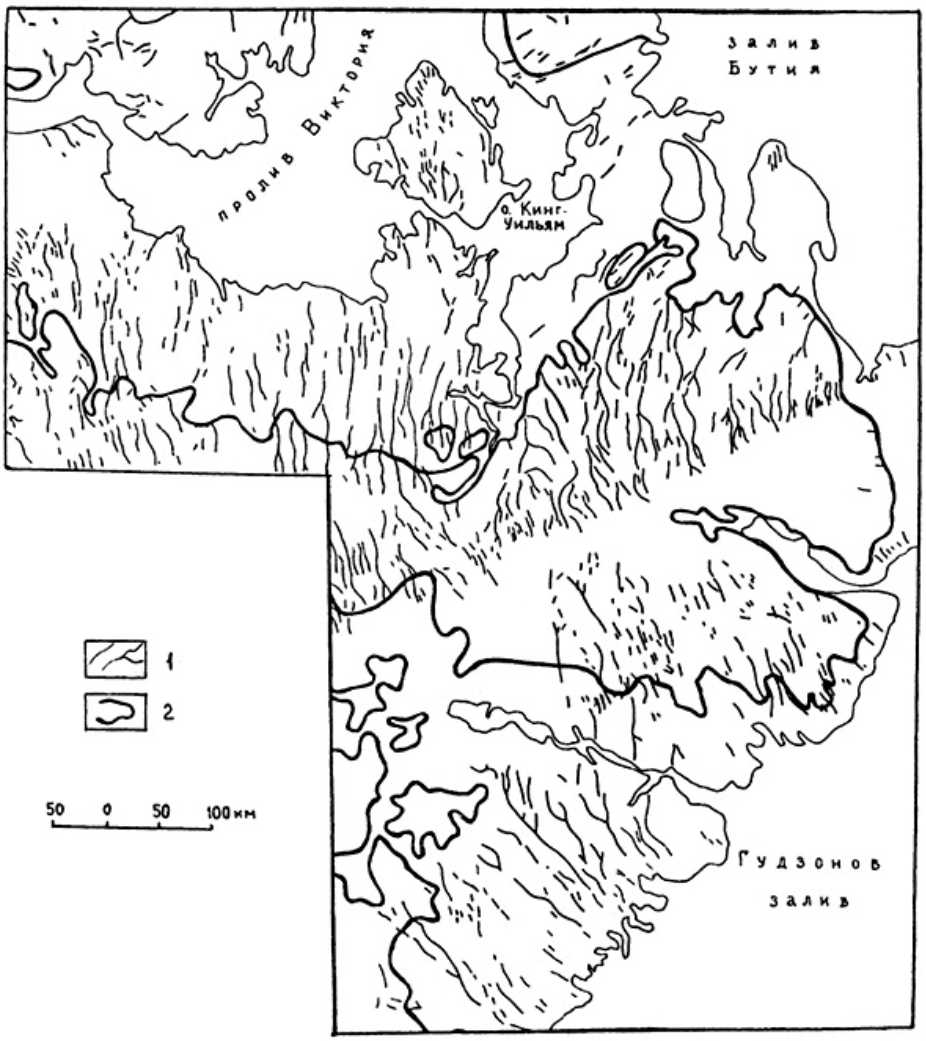


Рис.54. Схема развития озовых комплексов (эскеров) на северо-западе Канады (Glacial map of Canada, 1968)
1 - эскеры; 2 - граница морской позднеледниковой трансгрессии

Поэтому со всей определенностью можно утверждать, что озы будут неизбежно размыты при морской трансгрессии.

Важно отметить, что ниже и выше уровней морской границы в морфологии озов нет существенных различий. Высота гряд, крутизна их склонов остаются тождественными. Вряд ли это свидетельствует в пользу столь распространенной точки зрения о ледниковом генезисе озов, в обоснование правильности которой имеется 12 гипотез. Отменить “мешающую” этим гипотезам поздне-послеледниковую морскую трансгрессию, резко уменьшать ее границы или перенести в “межледниковье” не имеет особого смысла, так как озы нередко сложены осадками времени этих трансгрессий, в том числе морскими.

Учитывая, что озы как формы рельефа не могли сохраниться от размыва при морских трансгрессиях-, можно полагать, что они сформировались (как надразломные складки) уже после регрессий морских бассейнов - в голоцене.

Представляется также вероятным, что за четвертичное время озы в зонах разломов возникали и разрушались неоднократно.

Имеется еще один важный аспект в проблеме генезиса озов - их абсолютный возраст. Методом радиоактивного углерода были получены абсолютные датировки органического материала из разрезов озов (эскеров) США и Канады. Все датировки оказались голоценовыми и находились в пределах 9500-12800 лет тому назад (P.Ives at al., 1964). Это является дополнительным указанием, что озы не имеют отношения к гипотетическим ледникам, и что тектоническая активизация платформ, приведшая к формированию надразломных складчатых структур-озов, продолжалась и в голоцене.

3.2. Друмлины

Грядовые комплексы рельефа, относимые к друмлинам, широко развиты на Балтийском щите. Они нередко образуют целые поля, в которые гряды ориентированы в определенном направлении, будучи параллельны (или субпараллельны) друг другу.

Размеры таких друмлиновых полей составляют в ширину до первых десятков километров и в длину до нескольких десятков и иногда сотен километров. По существу такие грядовые комплексы нередко определяют ландшафт страны, составляя характерную особенность ее рельефа. Примером является Карелия. В ее северной части поля друмлинового рельефа имеют широтное и субширотное простирание - восточное и северо-восточное. Для центральной части Карелии ориентировка друмлиновых полей субмеридиональная - с северо-запада на юго-восток.

Гряды в комплексе такого рельефа имеют длину от сотен метров до 2-3 км, высоту от нескольких метров до 50-70 (иногда 100) метров, ширину - 200-500 м. Крутизна склонов гряд от 20 до 40-50° (имеются гряды с отвесными склонами). Межгрядовые понижения имеют ширину от 100-200 м до 500-800 м и большей частью заболочены, к ним приурочены многочисленные озера. Если гряды в полосе развития друмлинового рельефа сменяют друг друга по простиранию, то межгрядовые понижения прослеживаются почти беспрерывно. Строение (сложение) друмлинов на Кольском п-ове и в Северной Карелии различно. Одни друмлины сложены коренными породами, другие имеют коренное ядро или нацело сложены четвертичными отложениями.

Х.Куримо (Kurimo, 1978) на территории Финляндии выделяет следующие разновидности друмлинов:

1) скальные; 2) со скалистым ядром; 3) сложенные мореной.

Эстонские геологи (К.К.Орвику, К.П.Каяк, А.М.Рыук) также выделяют друмлины, сложенные коренными породами, имеющими скальное ядро и друмлины, сложенные мореной с прослоями песка. При этом скальные друмлины в Северной Америке именуют друмлиноидами (Р.Флинт), а в Карелии - сельгами.

Другие ученые (А.Д.Лукашов, С.И.Рукосуев) в качестве друмлинов рассматривают только гряды, сложенные “мореной” и “водно-ледниковыми отложениями”. Последняя точка зрения неправомерна, так как в одном и том же друмлиновом поле развиты друмлины всех типов - от полностью сложенных кристаллическими породами до песчаных друмлинов и промежуточных их разновидностей - полускальных, “моренных”. Другое дело, что в конкретном друмлиновом поле могут преобладать или скальные друмлины или “моренные”. Более того, многие исследователи объединяют в один генетический тип друмлины и сельговый рельеф. Например, на “Карте краевых образований Европейской части СССР” м-ба 1:2500000, 1965 г. (авторы Е.П.Заррина, Д.Д.Квасов, И.И.Краснов) друмлины и сельги отнесены к одному генетическому типу ледниково-экзарационного рельефа.

Главнейшей чертой строения друмлинового рельефа является четкая зависимость простирания гряд (и ложбин) от разломно-тектонического строения фундамента и чехла.

Прямая зависимость простирания грядовых комплексов друмлиновых полей от проявлений новейшей разрывной тектоники устанавливается как наземными исследованиями, так и дешифрированием аэро- и космоснимков.

Исследования, проведенные автором на Кольском п-ове и в Северной Карелии, показывают, что в контуре полей развития друмлинового рельефа сеть разрывных нарушений не только соответствует простиранию гряд и ложбин, но и приобретает доминирующее направление (северо-запад Кольского п-ова, полоса озеро Имандра-Канозеро-Порья губа, озеро Кереть-губа Чупа и т.д.).

Особенно четко эта зависимость проявлена в Карелии (Карельском мегаблоке), где по данным В.Е.Гендлера и др. (1980) простирание разрывной сети, соответствующее простиранию грядового друмлинового (сельгового) рельефа - СЗ 310-320° составляет около 85%. В Ладожском мегаблоке северо-западное простирание разломных линий, соответствующее простиранию сельгового рельефа, достигает более 90%.

Совпадение простирания сельгово-друмлинового рельефа с простиранием неотектонических разрывных нарушений в Карелии настолько очевидно, что Г.С.Бискэ (1959) перевела этот тип рельефа в рязряд денудационно-тектонического. В качестве примера дизъюнктивно-тектонического происхождения сельгово-друмлинового рельефа Г.С.Бискэ приводит обширные поля друмлинов в Северной Карелии. В связи с выдвижением точки зрения о тектоническом генезисе сельгово-друмлинового рельефа, Г.С.Бискэ считает, что в Карелии друмлины развиты очень ограниченно.

Каков же механизм образования друмлинового рельефа? На этот счет существует несколько гипотез, но все они так или иначе связывают его формирование с деятельностью материковых ледников. Одни авторы (Д.Д.Квасов, Е.П.Заррина и И.И.Краснов (1965) считают, что ледник выпахивал друмлины как в коренных породах, так и в рыхлых. Другие (А.Д.Лукашов, С.И.Рукосуев) считают, что друмлины формировались в процессе складчато-чешуйчатого преобразования морены движущимся ледником. Распространена также теория, согласно которой друмлины возникали в результате неравномерного ледникового выпахивания и переотложения выпаханного материала (Гляциологический словарь, 1984).

Этим теориям присущи следующие недостатки: 1) не учитываются физико-механические свойства льда и реальные механизмы движения ледников, свидетельствующие, что ледники не в состоянии выпахивать ни коренные, ни валуносодержащие породы; 2) утверждая ледниковый генезис друмлинов, авторы таких теорий не рассматривают тектоническое строение фундамента, не анализируют явную связь систем разломов с простиранием друмлиновых полей.

Исследования, проведенные нами на Кольском п-ове и в Карелии, показали, что грядовый (друмлиновый) рельеф и система сближенных линейно ориентированных разрывов составляют единую парагенетическую систему. При этом линейные, параллельные разрывы проходят по межгрядовым понижениям, а поперечные разрывы разбивают гряды на отдельные отрезки.

Системы линейных разрывов, формирующих гряды и ложбины, секут все метаморфические и интрузивные образования архея и протерозоя. Они могут совпадать с простиранием докембрийских складчатых структур на их отдельных отрезках, идти поперек или под острым углом к ним. Линейно ориентированные вдольгрядовые разрывы, как показали геологосъемочные работы на Имандровском, Порьегубском и Чупинском друмлиновых полях, относятся к системе малоамплитудных сдвигов. Сдвигами являются и системы сближенных параллельных разломов, формирующих сельговый рельеф Северного Приладожья. На хорошо обнаженных участках в бортах сдвигов фиксируются зеркала скольжения со штриховской, ориентированной горизонтально - вдоль линий тектонических смещений. При наличии маркирующих горизонтов устанавливается и амплитуда сдвиговых смещений. В районе Порьей губы и юго-востоке Кандалакшского грабена она составляет десятки метров, а на северо-востоке

Кольского п-ова смещения по сдвигам, формирующим друмлиновый рельеф, достигают первых сотен метров. В полосе классического (по Н.Н.Арманд) друмлинового рельефа, развитого в районе Лявозеро-Контозеро (центральная часть северо-востока Кольского п-ова) Л.М.Граве (1966) было установлено около
100 разрывов с горизонтальным (сдвиговым) смещением по разломам, формирующим этот рельеф. Зафиксированные неотектонические сдвиговые горизонтальные смещения по данным Л.М.Граве, имеют амплитуды от 200 до 540 м. При этом Л.М.Граве отмечает существование также и вертикальных смещений с амплитудой до нескольких десятков метров.

Наши наблюдения на Кольском п-ове и в Карелии показывают, что системы параллельных линейно-ориентированных разломов, не только формируют межгрядовые ложбины, но и влияют на морфологию гряд (т.е. самих друмлинов). Сдвиговые смещения по разломам вызывают образование оперяющих взбросо-надвиговых разрывов. Взбросо-надвиговые пластины, тектонические зеркала скольжения, другие формы сжатия, дробления и смещения в метаморфических и интрузивных породах наблюдаются на хорошо обнаженных участках друмлинов. Обнаженные борта таких друмлинов представляют собой бараньи лбы. Сложная дислоцированность пород и внутреннаяя структура друмлиновых гряд обнажается на участках их поперечного среза сбросами поздней генерации (рис.55).

Надвиги и взбросы, моделирующие поверхность друмлинов и усложняющие их внутреннее строение, наблюдаются и в друмлинах, сложенных рыхлыми отложениями. По данным С.И.Рукосуева (1982, 1986) в Карелии друмлинам, сложенным “мореной”, присуще чешуйчато-надвиговое и чешуйчато-складчатое строение (которое он объясняет малопонятным действием ледника). Это указывает на то, что друмлины, сложенные “мореной”, при своем формировании испытывали те же (или близкие) тектонические напряжения, что и составляющие с ними единые поля, скальные и полускальные друмлины.

Нами также изучался друмлиновый рельеф полуострова Рыбачий. Друмлины хорошо выделяются на аэроснимках и по морфологии близки обширным друмлиновым полям в северной части Канадского щита (аэрофотоснимки этих полей приведены в книге “Ледниковое наследие Канады” (Prest, 1983). Рыбачинские друмлины сложены осадочными образованиями рифея - песчаниками и глинистыми сланцами. Поля друмлинов имеют следующие особенности. Выделяются две обширные друмлиновые полосы, имеющие различное простирание: полоса друмлинов в восточной части полуострова ориентирована на северо-восток, а простирание друмлинов в западной части полуострова - северо-западное. Если связывать

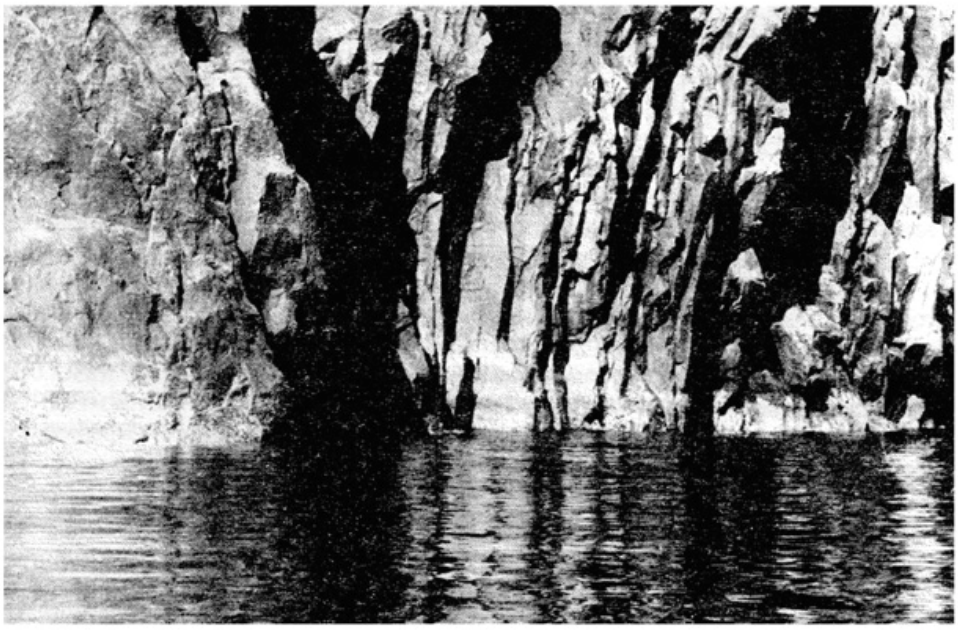


Рис.55. Строение скальных друмлинов

а - поперечный срез крупной "друмлиновой" гряды (высота сбросового уступа около 50 м). Архейские гранитоиды, берег Баренцева моря к востоку от Дальних Зеленцов, в районе губы М.Чевры; б - деталь строения "друмлина" - видны вертикальные пластины - следствие горизонтального тектонического сжатия и дробления гранитоидов (фото автора)

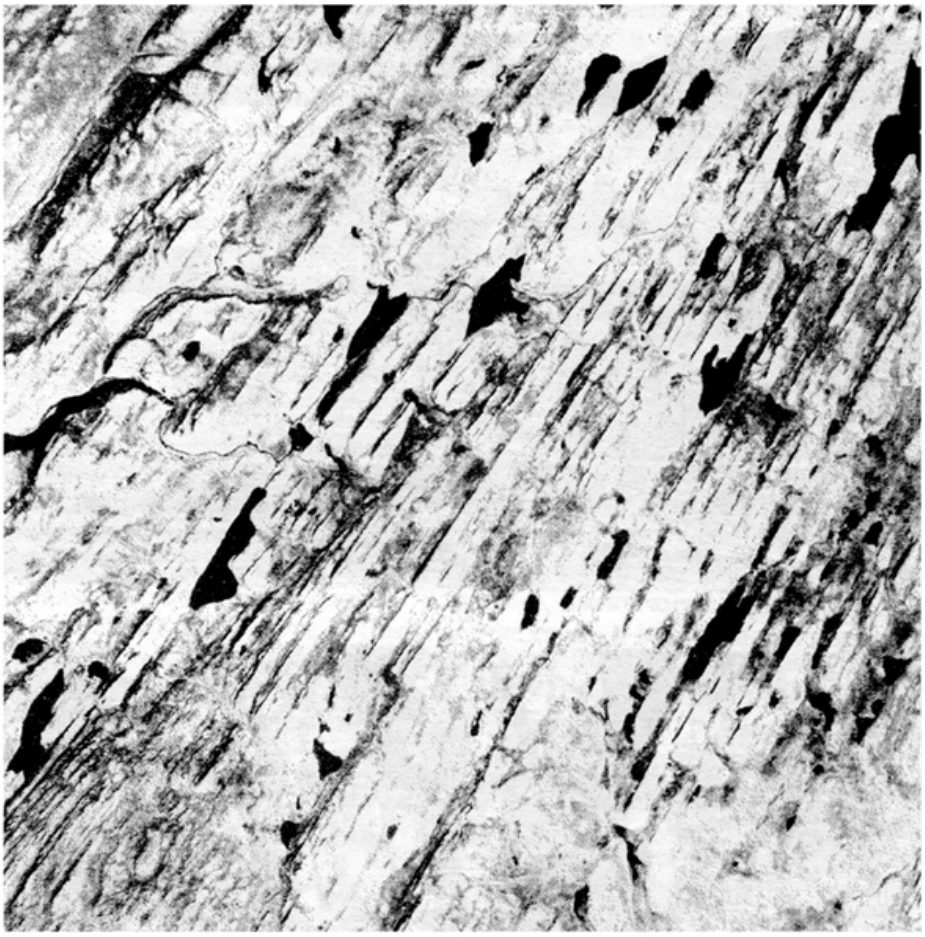


Рис.56. Друмлиновое поле на рифейских песчаниках п-ова Рыбачий (аэроснимок). По морфологии весьма схоже с друмлиновыми полями на северо-западе Канады (V.Prest, 1983). Генезис друмлинов - тектонический, они представляют собой серию параллельных антиклинальных и моноклинальных складок-гряд.

генезис друмлинов с ледником, то надо предусматривать две эпохи различного движения ледника или же вводить дополнительно новоземельскую ледниковую лопасть, что ранее предусматривалось С.А.Яковлевым (1956). Однако и этих необычайно гипотетических допущений недостаточно, так как рыбачинские друмлины представляют собой серию параллельных гребневидных и валообразных открытых антиклинальных складок - симметричных, ассиметричных и моноклиналей. Складки сложены рифейскими песчаниками и глинистыми сланцами и имеют следующие размеры: высота от 2-4 м до 10-20 м, ширина от первых десятков метров до 100-300 м (иногда больше), протяженность системы складок (состоящих из гряд-складок, разбитых поперечными

трещинами) составляет 20-40 км (рис.56). Падение крыльев складок меняется от пологого до крутого (вплоть до вертикального), своды складок часто разрушены.

Возраст складкообразования недостаточно ясен, так как в нем участвуют лишь рифейские породы. Возможно, он связан с альпийским или новейшим циклом тектогенеза. Складки срезаются морскими голоценовыми абразионными уступами, их поверхность до высоты 60-80 м осложнена морскими береговыми валами того же времени.

Таким образом имеются различные типы друмлинов, но всех их объединяет тектоническое происхождение - они возникли в результате горизонтального тектонического сжатия. На участках выхода кристаллического фундамента на поверхность формировались скальные друмлины, на участках, где фундамент перекрыт чехлом рыхлых отложений или метаморфизованными осадочными толщами, формировались друмлины складчато-чешуйчатого и складчатого типа.

3.3. Холмисто-моренный рельеф

Холмисто-западинный и грядово-холмистый рельеф широко развит на Балтийском щите и на Русской равнине. Его принято относить к формам ледниковой аккумуляции, известным под термином “холмисто-моренный рельеф”.

Поскольку аспекты формирования холмисто-моренного рельефа на Русской равнине рассматриваются в разделе о происхождении краевых ледниковых образований, составной частью которых он является, кратко остановимся на характеристике холмисто-моренного рельефа Карело-Кольского региона.

Холмисто-моренный рельеф в этом регионе развит достаточно широко, хотя и не повсеместно. На Кольском п-ове большие поля этого рельефа закартированы в центральной и южной его частях (бассейн озер Мунозеро-Вялозеро-Хлебное), на западе (район озер Гирвас-Верхн. Чалмозеро), к северу от Хибинского и Ловозерского массивов, на междуречье рек Титовка и Западная Лица. Большие поля холмисто-моренного рельефа известны в Карелии (район озер Выгозеро, Водлозеро и др.).

Валунные пески и супеси, слагающие данный рельеф, залегают непосредственно на кристаллических породах архея и протерозоя. По морфологии различается крупно-холмистый (высота холмов до 20-30 м) и мелко-холмистый (высота холмов 3-10 м) рельеф, а также разновидности этого рельефа - грядово-холмистый и грядово- кольцевой.

Характерной чертой всех групп холмисто-западного рельефа является наличие замкнутых - западин, занятых многочисленными озерами.

Исследования, проведенные нами на Кольском п-ове показывают, что холмы нередко имеют коренное ядро и лишь с поверхности перекрыты маломощным чехлом “морены”. Более того, изображаемые на картах четвертичных отложений и геоморфологических картах (например, в “Атласе Мурманской области” (1977), в публикациях ряда ученых (Н.Н.Арманд, А.Д.Арманд, М.К.Граве и др.) поля холмисто-моренного рельефа фактически оказались сложенными коренными породами и элювиально-делювиальным глыбовым материалом. Такие поля “коренного” холмисто-моренного рельефа закартированы нами при геологической съемке в широкой полосе озеро Гирвас - оз.Верхнее Чалмозеро, в южных и северных предгорьях Ловозерских тундр. Особенностью этого рельефа является то, что как и в холмисто-моренном рельефе, сложенном мореной, для него характерно обилие замкнутых котловин, занятых озерами или мелкими болотами. На аэроснимках этот рельеф выглядит типично “холмисто-моренным”.

Происхождение данного холмисто-западинного рельефа - разломно-тектоническое. Он сформирован в результате тектонического дробления кристаллических пород системой пересекающихся разрывов. В узлах пересечения разрывов - на участках наибольшего дробления пород возникли западины (занятые

затем озерами), а блоки, ограниченные системой разрывов, преобразовались в холмы. Высота последних от 3-4 м до 20-25 м. Разрывы, сформировавшие “холмисто-моренный” рельеф на одних участках его развития относятся к тектоническим трещинам разного ранга; смещения по ним или не имеют места, или незначительны. В других случаях наблюдаются вертикальные и горизонтальные смещения приповерхностных блоков с амплитудой до нескольких метров. Этот процесс сочетается с разрушением смещенных пластин на глыбово-валунный материал и скучивание его в гряды и холмы.

Изучение строения холмисто-моренного рельефа в других районах Кольского п-ова показывает, что особенности его морфологии - независимо от того, сложен он коренными породами, “мореной” или безвалунными песками, предопределены разломной (трещинной) тектоникой.

При этом шаг разрывов определяет размер холмов в поперечнике, а кинематический тип разрывов - особенности их морфологии и внутреннего строения. “Холмисто-моренный” рельеф в его элементарном виде формировался в процессе тектонического дробления кристаллических пород фундамента. На участках, где кристаллические породы были обнажены, формировался блочный холмисто-западный рельеф, сложенный коренными породами и продуктами распада смещенных блоков и пластин - валунно-глыбово-щебнистым материалом.

На площадях, где коренные породы были перекрыты чехлом кор выветривания, этот же разломно-тектонический механизм приводил к образованию “холмисто-моренного” рельефа, в котором холмы и гряды слагались смесью песчано-глинистого материала кор выветривания и разрушенных на глыбы и валуны тектонических блоков и пластин. Близкие по морфологии холмы и гряды формировались и при перекрытии коренного ложа морскими, озерными, аллювиальными и другими типами отложений.

Разломно-дислокационные процессы, смещения приповерхностных блоков и пластин вызывали пассивное перемешивание материала кор выветривания, других перекрывающих отложений приводили как к формированию “морены”, так и холмисто-западинного и грядово-холмистого рельефа. Реальность таких процессов подтверждается общей деформированностью отложений, слагающих гряды и холмы, их брекчированностью, чешуйчато-надвиговым строением. Наблюдаются и другие признаки тектонического скучивания и перемещения обломочных масс. Более подробно внутрипластовые деформации этого типа описаны В.А.Ильиным и И.М.Экманом (1982) в Карелии. При этом авторы указывают на возможность участия в формировании холмистого и грядово-кольцевого рельефа дилатационных процессов, с чем следует согласиться, особенно для условий подводного формирования данного типа рельефа.

Поскольку в тектоническое скучивание вовлекались не только дочетвертичные рыхлые образования, но и морские отложения, то в разрезах гряд и холмов иногда отмечаются морские осадки - в виде линз, перемятых прослоев. Так морские отложения с диатомовой морской флорой выявлены нами в разрезах холмисто-грядового рельефа на берегах озера Вялозеро, а морские отложения с фауной фораминифер в разрезах “холмисто-моренного” рельефа в низовьях р.Поной (Чувардинский, 1973). “Холмисто-моренный” рельеф, сложенный морскими отложениями с обильной фауной морских моллюсков, известен на севере Русской платформы в районе Вашуткиных озер, в Большеземельной тундре, на п-ове Канин (работы М.С.Калецкой, Е.Ф.Станкевич, Л.А.Кузнецовой и К.В.Николаевой).

Таким образом, можно констатировать, что формирование “холмисто-моренного” рельефа связано с активизацией разрывной сети, с тектоническими движениями в фундаменте - вертикальными и горизонтальными. Эти движения вызывали деформации в перекрывающем осадочном чехле и приводили к образованию холмисто-западинного рельефа. Морфология и строение рельефа зависели от мощности перекрывающих фундамент рыхлых отложений и интенсивности разломно-тектонических процессов.

3.4. Камы

В разделе о происхождении озов, упоминалось, что камы нередко входят в состав озовых комплексов и поэтому имеются основания связывать их формирование с процессами скучивания песчано-гравийных толщ, перекрывающих зону активных разломов. Имеются и другие типы камов, которые развиты самостоятельно или входят в комплекс "холмисто-моренного" рельефа, отличаясь от него составом слагающих отложений (преимущественно пески и гравийники). В этом плане камы можно рассматривать как штамповые формы рельефа, сформировавшиеся в результате воздействия на песчано-гравийные толщи мелкоблоковых тектонических подвижек в подстилающем фундаменте.

Влияние трещинной тектоники на формирование камовых полей отмечают и сторонники оледенений, но они не поступаются принципами и обосновывают механизм формирования камов следующим образом: "Анализ тектонического плана территории... дает серьезное основание считать камовые плато гляциоизостатическими поднятиями, ограниченными зонами глубинных разломов древнего заложения. Над воздымающимся плато (вследствие утончения и таяния льда) возникли зоны интенсивной трещиноватости, располагающиеся вдоль разломных зон. Здесь и создавались условия энергичной циркуляции внутриледниковых вод - основного фактора камообразования". (А.С.Лавров, 1978, с.61).

Как тут не вспомнить классическое: "волны перекатывались через мол и падали вниз стремительным домкратом".

3.5.Новейшая тектоника Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ

За последние 20 лет геолого-геоморфологическими, космогеологическими, геофизическими и буровыми работами было установлено, что фундамент указанных платформ, особенно северной их половины, имеет блоково-тектоническое строение - разбит системой близмеридиональных, субширотных и диагональных разломов, активных в новейший тектонический этап. Результаты многих исследований по этой тематике опубликованы, поэтому в данном разделе приводятся лишь основные выводы исследователей.

Большую работу по неотектоническому районированию северной половины Русской платформы выполнили В.И.Бабак, В.И.Башилов и Н.И.Николаев (1982). Ими выделена густая сеть разломов фундамента, доказана их активизация в новейшее время и прямое влияние на разрывообразование в осадочном чехле.

По данным А.И.Шляупы (1981, 1993) и М.Добкявичюса и др. (1993) в фундаменте и чехле территории Прибалтики широко развиты неотектонические разломы и установлены современные движения по ним. Разломно-блоковое строение фундамента и современные вертикальные смещения по ним установлены в Эстонии (Л.А.Валлнер и др., 1983). Ряд разломов, тяготеющих к Финскому заливу, сейсмоактивны (Осмусаарское землетрясение в Финском заливе в 1976 г. имело интенсивность 6-7 баллов).

Данные по разломно-блоковому строению и неотектонической активизации разломов фундамента и чехла для территории Беларуси приводятся во многих работах. Наиболее содержательными из них являются публикации Р.Р.Павловца (1987), А.В.Матвеева, Л.Ф.Ажгиревич и др. (1987), Э.А.Левкова и А.К.Карабанова (1994). Р.Р.Павловцом установлено, что разломы и линеаменты в фундаменте и чехле тектонически активны и влияют на формирование современного рельефа. Значительный интерес представляет "Неотектоническая карта Беларуси" (Левков, Карабанов, 1994), на которой выделено три главных системы региональных разломов: северо-западного, северо-восточного и широтного простирания (рис.57). Установлено, что разломы являются сквозьчехольными и активными на неотектоническом этапе. Заслуживают внимания и следующие выводы Э.А.Левкова и А.К.Карабанова: "ныне активная разломная сеть преимущественно имеет диагональную и ортогональную ориентировку,

причем у диагональных нарушений обнаруживаются признаки горизонтальных перемещений". Рассматривая тектонику запада Восточно-Европейской платформы, эти авторы пишут: "Ход новейших движений определяло формирование в последние 0.4 млн.лет Балтийской системы грабенообразных понижений, между воздымающимся Украинско-Воронежским и Фенно-Скандинавским "сводами" (1994, стр.119). В выводах и в самой статье Э.А.Левкова и А.К.Карабанова уже не содержится традиционных постулатов о гляциоизостатических движениях и о ледниковом выпахивании дна Балтийского моря.

В северной части Украинского щита исследования геологов и геоморфологов также установили широкое развитие неотектонических дислокаций фундамента и чехла. Формирование грядового рельефа, ранее относимого к конечным моренам и озам непосредственно обусловлено новейшими движениями по разломам (В.М.Тимофеев, Ю.А.Кошик, А.А.Комлев, 1982).

На активность разломов фундамента в центральной части Русской платформы указывается в ряде публикаций (Д.А.Лилиенберг, 1987; М.П.Гласко (1987); М.П.Гласко и Е.Я.Ранцман (1992)). Материалы о связи разломов фундамента с новейшими разрывными структурами на северо-западе Русской равнины приводятся в работах С.С.Шульца, Б.Н.Можаева, К.М.Геренчука. Р.Н.Валеев, проанализировавший развитие авлакогенов Русской платформы пришел к следующим выводам: а) современные очертания Балтийского моря и его центральная впадина являются результатом современных тектонических движений; б) в альпийский и новейший тектонический этап авлакогены древнего заложения испытали напряжения поперечного сжатия; в) ряд древних авлакогенов (Кандалакшский, Балтийский, Ботническо-Ладожский) следует относить к группе современных,, возрожденных рифтов; г) необходимо пересмотреть представления о слабой тектонической активности древних платформ, и в первую очередь пересмотреть утверждения об отсутствии горизонтальной составляющей тектонических движений на платформах (Валеев, 1978).

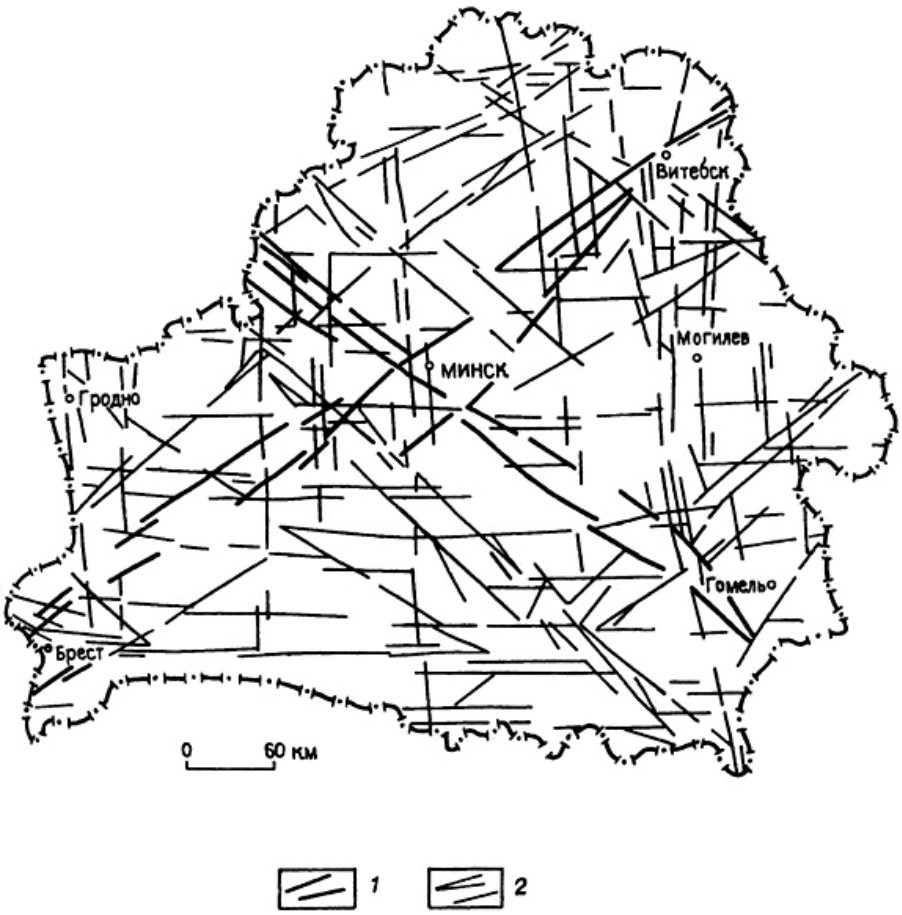


Рис.57. Схема неотектонических разломов фундамента Беларуси (по Э.А.Левкову и А.К.Карабанову, 1994)

1 - неотектонические разломы I порядка; 2 - неотектонические разломы II порядка

В результате исследований в Московской и сопредельных областях М.П.Гласко (1987) выявлена блоковая дифференциация тектонических движений в фундаменте и чехле этой территории. Активными на современном этапе являются линеаменты - ограничения блоковых структур. По ним происходят разнонаправленные вертикальные и горизонтальные тектонические смещения.

Большой фактический материал по новейшей тектонике Западной Сибири сосредоточен во многих публикациях. Из них следует отметить серию работ П.П.Генералова (1984а,б, 1986, 1987), а также публикации А.Н.Ласточкина, И.Л.Кузина, Р.Б.Крапивнера, И.Л.Зайонца, Л.А.Миняйло. Согласно этим работам фундамент Западно-Сибирской плиты имеет разломно-блоковое строение. Подновление, активизация разломной сети в новейший тектонический этап вызвали многочисленные нарушения - разрывные и пликативные в осадочном чехле, привели к формированию структурных валов и гряд (ранее считавшихся ледниковыми).

Современные исследования возвращают нас к идеям А.П.Карпинского и И.Седорхольма о весьма значительной тектонической активизации древних платформ в послетретичное время. Исследования показывают блоковое строение и существенную тектоническую раздробленность фундамента и чехла северной половины Восточно-Европейской платформы и Западной Сибири. Они свидетельствуют о широком развитии взбросовых и сдвиговых движений по омоложенным и вновь возникшим разломам. Тектоническая активизация Восточно-Европейской платформы продолжается и ныне, на что указывают землетрясения (слабой и средней интенсивности), приуроченные к разломам и узлам их сочленения.

3.6. Динамика шовных зон разломов и вдольразломное перемещение тектонических брекчий и пластин

В структуре разломных зон многие последователи выделяют зоны динамического влияния разломов, под которыми понимается система оперяющих разрывов и приразломная дислоцированность. Для познания внутриразломных тектоно-динамических процессов важное значение имеет более узкая часть этой структурной зоны - а именно осевая или шовная зона разломов. Это ориентированная вдольразломная система сближенных трещиноватых блоков и тектонических линз в смеси с тектонической брекчией, ограниченная крыльями разлома.[1] В надвигах и взбросах брекчированные породы образуются в подошве и (или) над подошвой двигавшейся пластины (крыла), в сдвигах (и в сбросах) брекчированная зона зажата между бортами сместителей. Ширина шовной зоны разломов зависит от ранга и кинематики разломов и измеряется на платформах от долей метров до сотен метров, а протяженность - от десятков метров до десятков и более километров. Строение осевых (шовных) зон разломов и характер их развития достаточно хорошо известны, они также описаны в учебниках по структурной геологии - лучше всего в “Структурной геологии” В.В.Белоусова (1-3 издание, 1961, 1971, 1985). По В.В.Белоусову развитие разломов и их шовной зоны могут происходить в течение нескольких этапов. На первом этапе образуется линейная зона сильной трещиноватости, трещины преимущественно ориентированы вдоль линии разлома, они выкалывают узкие длинные блоки, клинья и линзы, также разбитые поперечными трещинами и окаймленные полосами более интенсивного дробления. При смещении пород по сместителю, в том числе смещению внутришовных линз, клиньев и блоков, на крыльях разлома на крыльях и аллохтонных обложках образуются штрихи, борозды, шрамы. Кроме того, на поверхности смещений образуются зеркала скольжения - блестящие гладкие поверхности, обязанные своим происхождением полирующему действию скользящих друг по другу пород и глинке трения.

Дальнейшим результатом раздробления и истирания пород в шовной зоне разлома является образование тектонической брекчии. Глыбы пород в процессе своего движения вдоль осевой линии разлома смещаются, переворачиваются, стачиваются и приобретают удлиненную, утюгообразную и уплощенную форму. Штрихи, борозды, шрамы на глыбах и валунах в брекчиях имеют различное направление (вследствие их вращения и смещения в шовной зоне разлома), штрихи и борозды на стенках разломов могут иметь выдержанное направление - их простирание показывает направление общего тектонического смещения (рис.58).

---

[1] По Р.М.Лобацкой (1985) “Главными элементами зон динамического влияния разломов являются осевые плоскости разломов и крылья-блоки земной коры по обе стороны от осевой плоскости, активно вовлеченные в процессы разломообразования”.

Рис.58. Тектоническая брекчия, выполняющая шовную зону сдвига. Вскрыта карьером по добыче блочного камня (массив габбро Кюля-Воара), справа крутопадающий борт сдвига, покрытый глинкой трения и горизонтальными штрихами. Брекчия помимо обломков и валунов габбро содержит уплощенные обломки пород гнейсового комплекса (фото автора)

Размеры глыб в брекчиях различны: до десятков метров в поперечнике, но чаще они составляют доли метров. Более мелкие глыбы представляют собой обточенные, уплощенные и исштрихованные валуны, гальки. Около половины объема тектонической брекчии составляет более мелкий материал - вплоть до глинки трения. В условиях продолжающегося тектонического сжатия и активизации разлома в отдельных его частях - обычно в глубоких горизонтах, образуются катаклазиты - тектонические образования, состоящие из мелкораздробленных зерен пород и еще более тонкоперетертые породы - милониты.

Шовные зоны крупных сдвигов, надвигов, взбросов и покровов областей альпийской орогении выполнены мощными толщами брекчий (тектонический меланж). Мощность их достигает в крупных надвигах и покровах многих сотен метров, а протяженность десятки, иногда сотни километров (А.В.Лукьянов и др., 1975; А.А.Александров и др., 1980; И.И.Белостоцкий, 1977; В.С.Буртман, 1973; Е.В.Лошманов, 1991).

Для решения проблемы перемещения валунно-глыбового материала на щитах и платформах, а также в орогенических областях большое значение имеет изучение процессов внутриразломного (шовного) перемещения брекчий, блоков-линз, и тектонических клиньев.

Характеризуя тектонические брекчии взбросо-надвигов и сдвигов, исследователи подчеркивают тектоно-динамическую обработку материала брекчий: на глыбах наблюдаются зеркала скольжения с бороздами и штриховкой, многие глыбы стесаны, откатаны, превращены в уплощенные, утюгообразные или овально-удлиненные валуны (и гальки), покрытые шрамами и штрихами разных направлений. На плоскостях валунов нередки фрагменты зеркал скольжения и серповидные знаки. Отмечается перемешанность обломков разного петрографического состава и разного возраста, среди них нередки валуны и гальки неместного происхождения - так называемые экзотические обломки. Отмечаются зоны катаклаза и милонитизации, некоторые гальки и валуны раздавлены до лепешковидной формы. Эти данные указывают на сильное тектоническое давление, которое испытывает материал шовных зон, они же показывают, что движение по разлому не ограничивается смещением крыльев разлома, но и сопровождается пермещением внутриразломной тектонической брекчии, или как ее нередко называют - брекчии трения. Поскольку развитие разлома и его шовной зоны происходит в едином тектоно-динамическом поле, направление движения брекчированного материала в общем будет соответствовать вектору смещения сместителей или тектонической взбросо-надвиговой пластины.

Явления перемещений брекчий по разломам известны давно, они отмечались М.М.Тетяевым, И.В.Мушкетовым и Д.И.Мушкетовым (1935), В.М.Крейтером (1940). Ранее, до внедрения буровых и геофизических методов разведки, факты перемещения по разломам брекчий, содержащих рудные обломки, широко использовались в горном деле.

Одним из первых исследователей, кто указал на важное значение вдольразломного транспорта брекчий для познания неясных аспектов дислокационных процессов, был А.Е.Михайлов (1958, 1973). Описывая брекчии трения платформенных разломов, он отметил присутствие в них обломков пород, не обнажающихся на поверхности, а находящихся на значительной глубине и выведенных в составе брекчий на поверхность. Данные по вдольразломному перемещению брекчий или объемных тектонических блоков и пластин приводятся в работах В.В.Белоусова (1962, 1986), К.П.Плюснина (1971), В.И.Попкова (1991), В.А.Романова (1986), Е.Н.Паталахи (1981), Г.Д.Ажгирея (1966), который предлагает определять направление тектонических перемещений по составу каменного материала брекчий в полости сместителя, поскольку этот материал по составу отвечает нижележащим, боковым, или вышележащим породам.

Грандиозные перемещения тектонических брекчий (меланжа, тектонического массива) и экзотических обломочных пород характерны для крупных сдвиговых, надвиговых и покровных структур в областях альпийского горообразования. В условиях активизированных платформ, эти процессы существенно скромнее, но тем не менее имеются данные, что в сдвигах линзовидные тектонические блоки пород, ограниченные двусторонним сопряжением сместителей иногда перемещаются вдоль сместителей на расстояние более 10-15 км (“Изучение тектонических структур”, 1984). Особенностью такого процесса является то, что перемещение оторванных блоков и тектонической брекчии может идти не только в горизонтальном направлении, но и субвертикальном - вплоть до выведении обломочных масс и блоков-глыб на дневную поверхность. Такие восходящие движения (или выдавливание) составная часть дислокационного процесса во взбросо-надвигах и в сдвигах со взбросовой составляющей (рис.59).

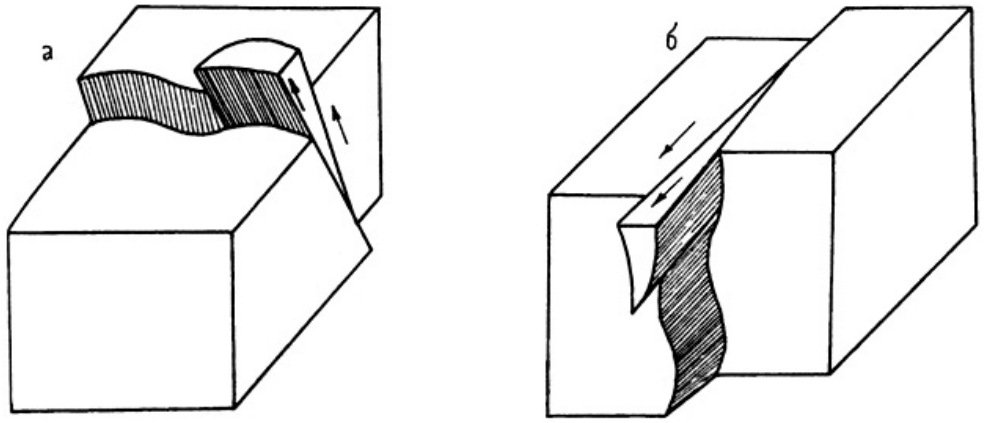


Рис.59. Внутришовное перемещение приразломных пакетов пород при взбросовых (а) и сдвиговых (б) движениях по разломам ("Изучение тектонических структур", 1984)

Амплитуды вертикальных перемещений брекчий в условиях платформ могут быть весьма значительны. Так в Гдовской сдвиго-взбросовой структуре глыбы и блоки пород кристаллического фундамента в составе тектонической брекчии выведены на поверхность с глубины 600 м. На участке Воротиловского "горста" породы кристаллического фундамента (глыбы гнейсов,амфиболитов) и глубоко залегающего чехла были выведены по системе взбросов и взбросо-сдвигов к дневной поверхности с глубины 1500-1600 м (строение этих структур более подробно будет рассмотрено ниже). На Кольском полуострове в массиве Карикъявр рудные глыбы пироксенита были выведены на поверхность по взбросо-сдвигу из горизонта, лежащего на глубине 290 м (Чувардинский, 1992).

Как уже отмечалось, особенностью строения платформенного чехла Русской плиты является присутствие в его разрезе различного рода дислокаций, чешуй-пластин, отторженцев, зон смятия, (в том числе диапирового типа). Эти внутричехольные нарушения отчетливо приурочены к зонам разрывных нарушений в фундаменте. Особенно многочисленны такие нарушения в северной половине Русской плиты, что послужило причиной считать их ледниковыми структурами. Однако немало подобных чешуйчато-надвиговых дислокаций и зон смятия зафиксировано и во внеледниковой зоне Русской равнины (Бронгулеев, 1961; Разломы и горизонтальные движения..., 1977). Во "внеледниковой зоне" находятся и известные карлинские дислокации кайнозойского возраста. В их разрезе бурением и по обнажениям установлено несколько аллохтонных надвиговых пластин: нижнекарбоновых пород, залегающих на образованиях среднего карбона, среднекарбоновых, лежащих на верхнепермских отложениях и чешуй пород казанского яруса, вклинившихся в отложения юры и верхней перми. (Разломы и горизонтальные движения..., 1977).

Пластины и чешуи надвигового происхождения в подобных дислокациях обычно имеют пологое, субгоризонтальное залегание, вертикальная составляющая их перемещения измеряется несколькими десятками метров Но имеются примеры и более крутого воздымания внутричехольных блоков, когда амплитуда вертикального

перемещения достигает сотен метров. Так, в Белоруссии (Припятский прогиб) крупные блоки пород чехла были выведены по разлому с глубины 200-400 м (Ерошина, 1981). В Каневских дислокациях четвертичного возраста амплитуды вертикального смещения взбросо-надвиговых пластин колеблются от 20 до 250 м (при амплитуде горизонтального смещения 400-450 м) (Крапивнер, Юдкевич, 1989). Как установлено В.А.Голубевым (1970) по каневским надвигами на поверхность были вынесены с глубины 100-150 м чешуи песчаников сеномана и юрских пород, давших валуны и глыбы глубинного происхождения.

В известных Вышневолоцко-Новоторжских дислокациях гигантские отторженцы нижнекарбоновых, верхнедевонских и кембрийских отложений занимают близмеридиональную полосу длиной 120 км. По данным Р.Б.Крапивнера (1990) эти нарушения приурочены к активному на неотектоническом этапе поясу разломов взбросо-сдвигового типа. Имеются веские основания полагать, что движения по этим разломам привели к выведению на поверхность пород глубокого залегающего чехла. Амплитуда вертикальных перемещений аллохтонных блоков в этой структуре могут достигать порядка 1000 м (кровля кембрийских пород в нормальном залегании в районе к западу от дислокаций (Кувшиново) вскрыта скважиной на глубине 1093 м (Геология СССР, т.IV, 1971).

В Западной Сибири в Юганской структуре (на р.Бол.Юган) пакеты юрских пород, слагающих разрез чехла на глубине 2.6-2.8 км выжаты с этой глубины на дневную поверхность (Н.И.Николаев, 1988). Уточняя механизм этого выдавливания Н.И.Николаев, указывает на сильное локальное тангенциальное сжатие в фундаменте и чехле, что активизировало процессы глиняного диапиризма, которые в итоге и привели к выведению юрских (и меловых) пород на поверхность. Ранее убедительные доказательства тектонической природы юганского отторженца приводил И.Л.Зайонц (1972). Близкий механизм выдавливания крупных отторженцев эоценовых пород с глубины 300-500 м описан Р.Б.Крапивнером (1986, 1997) для малососвинских и самаровской структур Западной Сибири. Выходы внутричехольных верхнемеловых пород, известных в районе Сибирских увалов, по результатам исследований И.Л.Кузина и С.В.Трофимова (1982) оказались аллохтоными блоками, выведенными на поверхность с глубины 900-1000 м, в процессе формирования крупной диапировой структуры. Также с процессами диапирообразования (под действием тектонического сжатия в фундаменте и чехле) связано происхождением аллохтонных пластин верхнего мела на р.Лямин. Они выведены на поверхность с глубины 800-850 м (Н.И.Смирнов, 1985, П.П.Генералов, 1987). Несколько меньшие амплитуды вертикального перемещения - порядка 300 м, установлены для блоков и пластин эоценовых опок в структурах сжатия на р. Мал.Сосьва (П.П.Генералов, 1987). В Енъяхинской и Аркатабьяхинской структурах на Тазовском полуострове амплитуда вертикальных перемещений чешуй эоценовых глин составляют 130-300 м (Л.А.Миняйло, 1987).

Выше упоминалось о более грандиозных перемещениях приразломных брекчий (меланжа), а также олистостромовых хаотических масс в районах альпийского орогенеза. Эти перемещения достигают многих десятков и даже первых сотен километров по горизонтали и сотен метров и первых километров по вертикали. По данным А.В.Лукьянова, М.Г.Леонова и И.Г.Щербы (1975) в меланжах, подстилающих крупные надвиги и покровы содержатся крупные глыбы, валуны и гальки пород, известных в коренном залегании в районах удаленных на сотни километров. В Гагамской зоне (Приохотье) тектонический меланж, в том числе тектонические отторженцы фундамента, перемещены по разломам с вертикальной амплитудой до 2-3 километров (Г.В.Ициксон, 1980).

Масштабные перемещения тектонического меланжа, состоящего из смеси глыб, валунов, габброидов, ультраосновных пород, вулканитов, песчаников с перетертым песчано-глинистым материалом описаны А.А.Александровым с соавторами (1980) в

Корякском хребте. Разнообразный петрографический состав каменного материала, его тектоно-динамическая обработка (на глыбах и валунах имеются борозды скольжения, пришлифовка и т.п.) указывают на значительные горизонтальные и вертикальные тектонические перемещения меланжа. Интересные сведения о процессах формирования терригенного меланжа в бассейне р.Чугам (Тянь-Шань) приводит Е.В.Лошманов (1991). По его данным перемещение меланжа происходило в подошвах крупных надвигов, устанавливаются значительные горизонтальные и вертикальные его перемещения (рис.60).

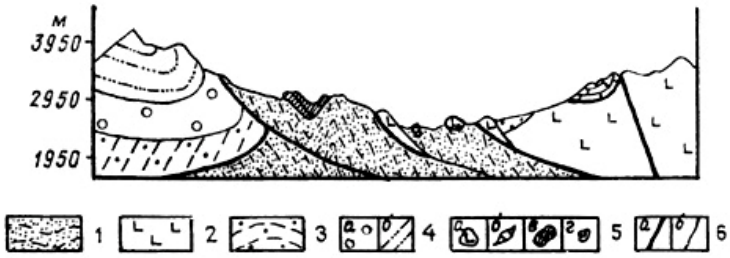


Рис.60. Геологический разрез через участок терригенного меланжа района р.Чугам (Тянь-Шань) (по Е.В.Лошманову, 1991)

1 - силурийские сланцы и песчаники; 2 - основные эффузивы девона; 3 - зеленые сланцы канской серии; 4 - палеозойские молассовые образования: а) конгломераты, б) песчаники и алевролиты верхнего-среднего карбона; 5 - глыбы, отторженцы в меланже: а - основные эффузивы, б - известняки силура-нижнего девона, в - кремнистые породы, г - зеленые сланцы; 6 - разломы

Гигантские горизонтальные и вертикальные перемещения тектонического меланжа и хаотических обломочных олистостромовых масс, связанных с ультрагельветскими, гельветскими и пеннинскими шарьяжами в Альпах, известны давно и хорошо изучены (“Тектоника Альпийской области”, 1965; М.Г.Леонов, 1981). Здесь можно лишь подчеркнуть, что идеи горно-покровного оледенения Альп в четвертичном периоде исходят из находок исштрихованных эрратических валунов гранитов, гнейсов, порфиритов, наблюдаемых на горных склонах, перевалах и в долинах. Эти валуны являются составной частью меланжей и хаотических олистостромовых толщ или продуктами их перемещения. Другие “ледниковые” признаки - отполированные и изборожденные коренные породы своим происхождением обязаны дизъюнктивному перемещению крупных блоков пород, являются тектоническиими зеркалами скольжения надвигов и шарьяжей.

Кратко остановимся на некоторых теоретических аспектах дислокационных процессов в шовных зонах платформенных разломов. Изучение разломов сдвигового типа и зон их динамического влияния рядом исследователей показало, что сдвиговые перемещения в фундаменте вызывают существенные вертикальные движения в фундаменте и чехле. По результатам исследований С.Стоянова (1977) и Ж.Гамона (Gamond, 1983) при смещениях по сдвигам имеет место не только латеральное перемещение приразломного материала, но и выдавливание его вверх. Взбросовый тип перемещения материала наиболее интенсивен, когда смещение по сдвигу осуществляется в обстановке дополнительного поперечного сжатия. На таких участках

происходит выведение на дневную поверхность тектонизированных, аллохтонных образований.

По Л.М.Расцветаеву (1987) обязательным элементом дизъюнктивной деформации является тектоническое перемещение обособленных частей пород ("кусков" или фрагментов пород) и перемещение сопряженных сместителей. В самой дизъюнктивной дислокации Л.М.Расцветаев различает два взаимосвязанных явления - разрывную деформацию, заключающуюся в относительном перемещении отдельных деформированных частей (глыб, "кусков") по уже существующим разломам и образование новых разрывов. Эти стороны дислокационного процесса обычно составляют последовательные стадии общей деформации, преобладание первой или второй, позволяют различить дизъюнктивную деформацию тектонического перемещения обломочных масс (или кусковую деформацию) и дизъюнктивную деформацию тектонического разрушения (образование новых разрывов). Согласно исследованиям Е.Н.Паталахи (1972), разломы в земной коре, после их образования, играют роль приложения тектонических сил. При этом объемные напряжения (касательные и нормальные), благодаря наличию разломов превращаются в поверхностные силы, которые деформируют породы в узких приразломных зонах. Поэтому в верхних горизонтах земной коры господствует шовно-приразломная тектоника, идет процесс шовно-приразломного смещения раздробленных тектонических масс.

Близкие положения обосновывают Ю.В.Кононов и М.М.Кононова, которые при изучении сдвиговых зон также пришли к выводам, что "реальными очагами напряженного состояния, где осуществляется силовое взаимодействие блоков, выступают площадки контакта между смещающимися бортами разломов. При этом различная интенсивность силового взаимодействия между блоками приводит к образованию зон слабого, среднего и сильного трения между ними, что приводит к формированию неоднородной структуры полей напряжений и деформаций. Поэтому при сдвиговых движениях начинают проявляться не только горизонтальные смещения блоков, но и вращательные движения, поворот блоков на некоторый угол". При таком механизме происходит окатывание блоков, и глыб кристаллических пород, образование на их поверхности разно ориентированных штрихов и борозд.

В.К.Кучаем (1983) установлено, что в разломах-сдвигах, наряду с процессом латерального перемещения блоков пород, широко развито их вертикальное (субвертикальное) выдавливание. В.К.Кучай один из первых пришел к выводу, что в разломах-сдвигах, выходящих на поверхность Земли, энергетически наиболее выгодно именно вертикальное выдавливание блоков и пластин к поверхности, нежели их латеральное перемещение и, что в разломных зонах реализуется тот тектонический механизм, при котором требуются минимальные энергозатраты. Поэтому при горизонтальных тектонических напряжениях в движение вовлекаются блоки-клинья, пластины, и брекчия шовных зон сдвигов и надвигов, а при увеличении напряжений может иметь место и одновременное перемещение крыльев разлома.

В сдвигах со взбросовой составляющей этот процесс идет сложнее, так как здесь возникает комплекс мелких разрывных структур взбросо-надвигового и сдвигового типов. Поэтому в осевых частях сдвигов наряду с блоками и клиньями, перемещаемыми по латерали, имеются участки, где раздробленный материал дислоцируется субгоризонтально или субвертикально (в соответствии со взбросовой компонентной сдвига) - к земной поверхности.

В разделе "Сдвиговая тектоника в зоне Кандалакшского грабена" указывалось, что выдавливание узких блоков-клиньев в шовных зонах сдвигов мелких порядков хорошо документируется непосредственно в полевых условиях. Выдавленные блоки-клинья оставляют в шовной зоне сдвигов ваннообразные углубления, стенки которых представляют зеркала скольжения со штрихами, ориентированными субгоризонтально - в соответствии с направлением выдавливания блоков-клиньев. Выдавливание таких клиньев в одних случаях сопровождается смещением крыльев сдвига, а в других - реализация горизонтальных напряжений ограничивается только приразломным выдавливанием клиньев.

В условиях Балтийского щита имеются все три типа тектонического взаимодействия блоков, выделенных Ю.В.Кононовым и М.М.Кононовой (1987). Но, по-видимому, преобладает слабый и средний типы тектонического взаимодействия, при которых перемещение блоков-клиньев и тектонической брекчии происходит внутри шовных зон разломов. Вместе с тем выделяются глубинные разломы, активизированные на неотектоническом этапе, в которых дислокационные процессы не ограничиваются приразломно-шовной зоной, а образуют серию оперяющих разломов, вызывают смещение крыльев как главных, так и второстепенных разрывов.

К таким разломам в первую очередь относятся сдвиги, формирующие “грабены” - Кандалакшский, Онежский, Ладожский, фиорды Западного Мурмана. Они представляют собой системы субпараллельных сдвигов разного порядка и оперяющих взбросо-надвигов и сбросов. В таких системах зоны динамического влияния разломов смыкаются и образуют общие дислокационные полосы шириной до нескольких десятков километров.

Рассматриваемый механизм разрядки тектонических напряжений посредством приразломно-шовного дислокационного процесса позволяет ответить и на следующий важный вопрос. На геологических и тектонических картах Карело-Кольского региона нанесено огромное количество разломов, в том числе региональных. Но смещений их крыльев в большинстве случаев не фиксируется ни геологическими, ни другими методами. И это при том, что шовные зоны разломов хорошо выражены в рельефе и уверенно дешифрируются на аэро- и космоснимках. Причина в том, что разрывно-дислокационный процесс в таких разломах ограничен приразломно-шовной зоной. Этот процесс приводит к геоморфологическому оформлению шовной зоны разлома - в виде линейно-вытянутых депрессий, узких озерных котловин, к формированию зон скучивания валунно-глыбового материала, выведенного по разломам на поверхность, но далеко не всегда ведет к смещению крыльев разломов.

Подытоживая данные по динамике приразломно-шовных зон, можно констатировать следующее.

1. В разрывных структурах сжатия и сдвига тектонические напряжения концентрируются в приразломно-шовных зонах, что приводит к образованию многочисленных мелких блоков, клиньев, тектонической брекчии (тектонического меланжа, тектонического месива).

2. Перемещение тектонизированного материала шовных зон разломов осуществляется в соответствии с особенностями динамо-кинематического развития того или иного разломов. В шовных зонах сдвигов, на отдельных их отрезках, смещение плоских блоков, клиньев и тектонической брекчии происходит горизонтально вдоль простирания разлома в направлении смещения (фактического или потенциального) крыла сдвига. На участках взбросовой составляющей указанный материал дислоцируется в субгоризонтальном и субвертикальном направлении в сторону свободной (дневной) поверхности.

В шовно-приразломных зонах надвигов и взбросов тектонизированный материал смещается в соответствии с простиранием сместителя взбросо-надвига в направлении вектора смещения висячего крыла, в сторону дневной поверхности.

3. В зависимости от масштабности (ранга, глубинности) сдвигов и взбросо-надвигов величина вертикального перемещения материала приразломно-шовных зон измеряется от первых метров до сотен метров и нескольких километров, горизонтального (в сдвигах) - в несколько раз больше.

4. Дислокационный приразломно-шовный процесс может происходить одновременно с перемещением крыльев разлома, предшествовать ему или развиваться автономно. Необходимые для развития приразломно-шовного дислокационного процесса тектонические напряжения во много раз ниже, чем силы, требуемые для смещения мощных и протяженных крыльев разломов.

Рассмотренный дислокационный процесс соответствует известным формулам механизмов тектоно-дислокационного процесса: а) в первую очередь реализуется тот механизм, который требует минимальных энергозатрат;
б) энергетически более выгодно вертикальное (субвертикальное) выдавливание блоков, нежели латеральное.

5. Выдавливание приразломных блоков и тектонической брекчии с глубины в десятки и сотни метров имеет большое значение для поисковой геологии, так как по разломам могут быть выведены на поверхность фрагменты (валуны, глыбы) рудоносных пород, имеющих слепое залегание. Это обстоятельство является важным для разработки методики валунных поисков рудных месторождений, в том числе поисков "слепых" рудоносных массивов.

Многочисленные доказательства перемещения приразломных типов и брекчированных масс вдоль разломно-шовных зон - вплоть до их выведения на дневную поверхность были приведены для того, чтобы рассеять скептическое отношение ряда геологов и географов к существованию таких процессов.

Этой опасливой настороженности могло и не быть, если бы мы, будучи студентами, внимательно изучили капитальный труд В.В.Белоусова (1962) "Основные вопросы геотектоники", в частности прочли подраздел "Разрывы горизонтального сжатия", в котором разъясняется, что при развитии разломов по типу надвигов происходит высвобождение материала вверх, а при развитии сдвигов материал высвобождается в сторону. "Вообще говоря, - пишет В.В.Белоусов, - высвобождение материала при горизонтальном сжатии происходит в любом направлении, перпендикулярно оси сжатия, т.е. оно не обязательно должно быть направлено вертикально или горизонтально, но может быть и наклонным... Естественно, что в природных условиях при горизонтальном сжатии высвобождение материала вертикально вверх должно происходить легче, чем высвобождение его в стороны, т.е. туда, где выжимаемый материал должен преодолеть сопротивление соседних участков горных пород" (стр.309).

Ниже рассматривается строение двух крупных разломных структур Русской платформы - Гдовских и Воротиловско-Тонковских дислокаций, представляющих несомненный интерес для доказательства самого процесса выведения тектонических брекчий из пород фундамента (в смеси с обломочными массами чехла) на дневную поверхность.

3.7. Гдовские дислокации

Гдовские (Мишиногорские) дислокации выявлены Б.П.Асаткиным. В 1933 г. под этим названием Б.П.Асаткин описал залегавшие на поверхности сильно дислоцированные блоки и развалы пород архея, кембрия и ордовика - районе, где было развито сплошное поле моноклинально залегающих девонских отложений. Дислокации расположены в 25 км к юго-востоку от г.Гдова в 15 км к востоку от Чудского озера. Оконтуренная площадь дислоцированных пород составляет около 4х2.5 км. На дневную поверхность глыбы, отторженцы пород архея и палеозоя выходят близ деревни Мишина гора (Малаховский, Буслович, 1966; Шмаенок, Малаховский, 1974). По данным геологов относительная высота этой моренной горы - 30 м.

Б.П.Асаткин, а затем Э.Ю.Саммет и Р.М.Мянниль природу дислокаций связывали с тектоническими причинами. Однако возобладала теория ледникового генезиса дислокаций, которые рассматривались в качестве гигантских гляциоотторженцев (публикации С.М.Чихачева, Б.А.Некрасова, З.Г.Балашова, В.А.Селивановой, О.И.Элькин, В.А.Котлукова, Б.Б.Митгарц).

В 1961-1970 гг. в районе Гдовских дислокаций проведен большой объем буровых и геофизических работ. В центральной части дислокации дополнительно к скважинам Б.П.Асаткина было пройдено несколько глубоких скважин, в том числе скважина № 3 глубиной 903 м. Полученные материалы были обобщены в весьма содержательных статьях

Д.Б.Малаховского и А.Л.Бусловича (1966), А.И.Шмаенок и Д.Б.Малаховского (1974). Краткие сведения по скважине глубиной 903 м приводятся также в статье Е.И.Хавина и др. (1973).[1]

По данным этих авторов район дислокаций расположен в пределах южного склона Балтийского щита. Поверхность кристаллического фундамента расположена здесь на глубине 530-560 м и перекрыта толщей осадочных образований верхнего протерозоя, кембрия, ордовика и девона. Все слои осадочного чехла залегают моноклинально под углом 10-12° (с погружением на юго-восток). Под таким же углом наклонена к юго-востоку и поверхность кристаллического фундамента (рис.61).

На участке дислокации кристаллические породы фундамента представлены интрузивными плагиомикроклиновыми гранитами (ранний-средний протерозой), внедрившимися в комплекс архей-нижнепротерозойских метаморфических пород: биотитово-амфиболовых, амфиболо-биотитовых гнейсов, кристаллических кварц-биотитовых и графитистых сланцев, гранито-гнейсов, мигматитов и гнейсо-диоритов (Шмаёнок и Малаховский, 1974). По этим же данным центральная часть Гдовских дислокаций сложена комплексом обломочных пород, состоящих из брекчий, агломерата и глыб (диаметром до 100 м и вероятно более) всех пород этого района, включая кристаллические породы фундамента. При этом обломки, входящие в состав этой перемятой брекчированной толщи почти полностью сохраняют литолого-петрографические особенности пород коренного залегания.

[1] Скважина глубиной 903 м прошла более 300 м по тектонической брекчии в породах фундамента и не вышла из нее.

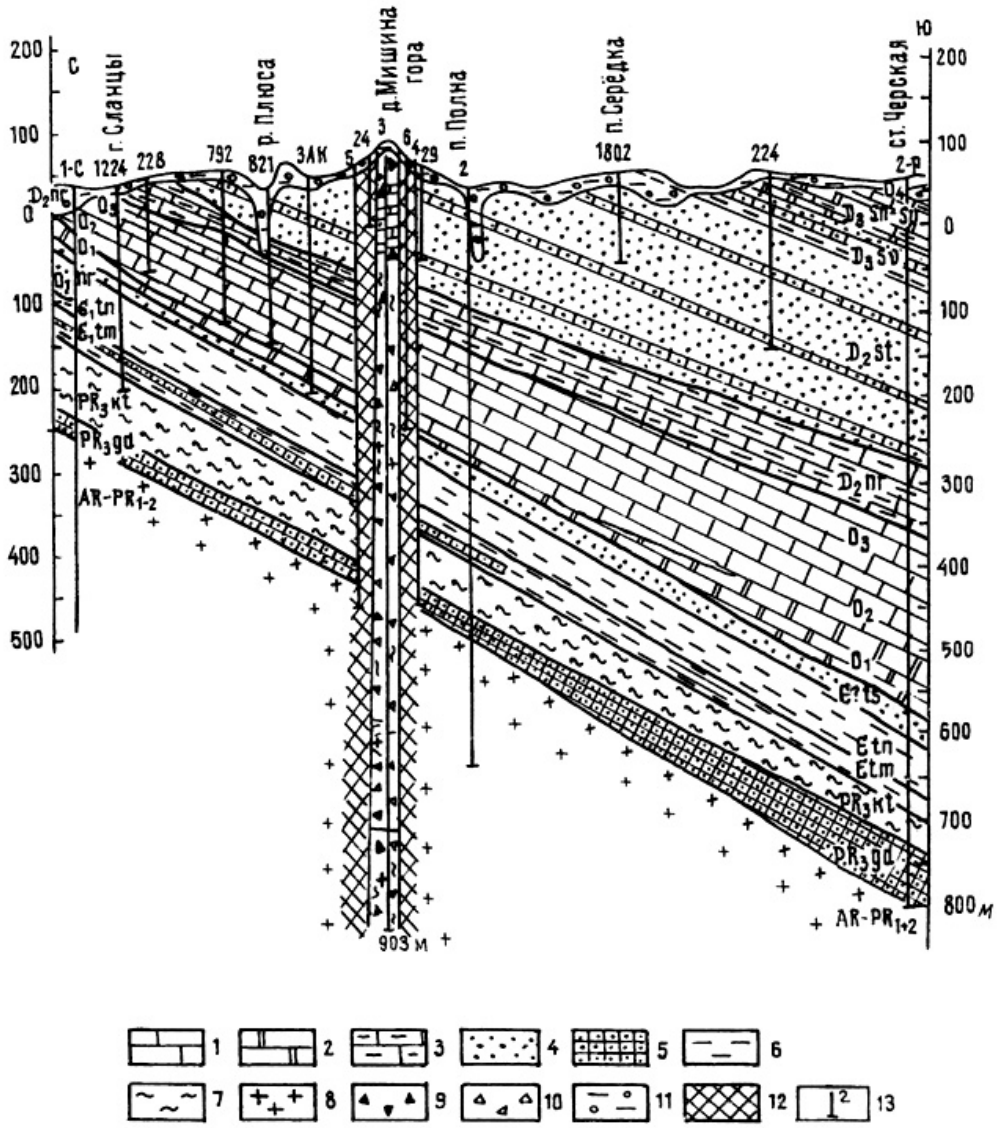


Рис.61. Региональный профиль через Гдовскую структуру (по А.И.Шмаенок, Д.Б.Малаховскому, 1974; Е.И.Хавину и др., 1973))

1 - известняки; 2 - доломиты; 3 - мергели; 4 - пески; 5 - песчаники; 6 - глины; 7 - глины аргиллитовые; 8 - кристаллические породы; 9 - брекчии кристаллических пород; 10 - брекчии осадочных пород; 11 - морена; 12 - зона дробления вмещающих пород; 13 - скважины

Глыбы, валуны и более мелкие обломки кристаллических пород неравномерно встречаются по всему разрезу дислокации - от фундамента до поверхности, причем размеры отдельных глыб-отторженцев фундамента достигают 100 м в поперечнике.

Глыбово-валунный материал этого комплекса представлен гнейсами, гранито-гнейсами, гранитами, пегматитами и катаклазитами. Гнейсы преимущественно относятся к биотитовым разновидностям.

Среди брекчий по вещественному составу различаются 1) брекчии, состоящие из карбонатных пород в смеси с глинисто-карбонатным материалом; 2) глинистые брекчии; обычно представлены смесью котлинских и лонтоваских “синих” глин; 3) брекчии, представленные обломками песчаников одной или двух свит; 4) брекчии, состоящие из обломков пород кристаллического фундамента - гранито-гнейсов, биотитовых гнейсов, гранитов, пегматитов, залегающих в тонкоизмельченной неоднородной массе с примесью глинистого материала; 5) смешанные брекчии, в составе которых в разных соотношениях встречаются обломки карбонатных пород, глин, песчаников и кристаллических пород фундамента. Размер обломков в брекчии 0.1-10 см. Авторы, помимо брекчии, выделяют агломерат, представляющий собой крупнообломочный материал с размером обломков до 1 м. По вещественному составу он также как и брекчии состоит либо из одного типа пород, либо представляет механическую смесь нескольких типов пород, в том числе кристаллических.

По данным Д.Б.Малаховского и А.Л.Бусловича (1966) для образований, слагающих дислокации, характерна не только брекчированность, но и многочисленные зеркала скольжения. При этом слои осадочного чехла залегают без всякой стратиграфичской закономерности под разными углами, иногда стоят на голове. Породы несут на себе следы интенсивного дислокационного давления и тектонических подвижек. Вместе с тем отмечается отсутствие следов оплавления минералов, установлена идентичность термограмм глин, входящих в состав агломерато-брекчиевой толщи и тех же глин в нормальном разрезе. Это указывает на отсутствие явлений термального метаморфизма.

Важными представляются следующие наблюдения Д.Б.Малаховского и соавторов.

В полосе 4-5 км от Гдовской дислокации вмещающие породы характеризуются значительной трещиноватостью и нарушенным залеганием, углы падения слоев здесь изменяются от 5 до 70-80°, отдельные блоки смещены по многочисленным разломам. В скважине 4 установлено выпадение котлинского и гдовского горизонта верхнего протерозоя и части ломоносовской свиты, общей мощностью 115 м. В скважине 6 отмечено перекрытие доломитов набальского горизонта верхнего ордовика отложениями нарвского горизонта.

В разрезе скв.101 установлено троекратное повторение толщ белых кварцевых песков нижнего кембрия и известняков кундских и волховских слоев, падающих под углом 70-85°, то есть фиксируются как бы перетасование пачек пород - типа серии чешуйчатых надвигов.

Вообще, как отмечает Д.Б.Малаховский с соавторами, глыбово-обломочный материал и пакеты отложений, вскрытые скважинами имеют значительные смещения относительно уровня залегания соответствующих горизонтов в нормальном разрезе. Так на поверхность - под маломощный чехол “морены” выходят глыбы гнейсового и гранито-гнейсового состава размером до 100 м в поперечнике. К поверхности вынесены крупные глыбы и пласты известняков ордовика, чешуи котлинских глин - то есть пород, которые залегают в нормальном разрезе на глубинах 320-530 м.

Вместе с тем, не менее важно и то, что, например, в скв. № 3 (ее глубина 903 м) глыбы котлинских глин обнаружены на 150 м, а обломки тех же глин в брекчиях - на 300 м ниже уровня залегания котлинских глин в нормальном разрезе. На 140 м ниже их нормального залегания в скв. № 3 встречены обломки гдовских песчаников, тогда как в этой же скважине глыба пород кристаллического фундамента размером около 80 м в поперечнике залегает на 220 м выше поверхности фундамента (рис.62).

Подытожить характеристику разреза дислокации можно следующими выводами Д.Б.Малаховского и А.Л.Бусловича (1966):

1. Гдовские дислокации не являются ледниковыми отторженцами и гляциодислокациями. Они имеют тектоно-вулканическую природу и возможно являются трубкой взрыва.

2. Интенсивность дислокационных процессов выразилась в вертикальном перемещении блоков пород с амплитудой до 600 м.

Соглашаясь с выводами авторов о неледниковом генезисе дислокации и о выведении с глубины 560-600 м на поверхность сквозь мощный чехол обломочных пород фундамента (глыб, гранитов и гнейсов), тем не менее нельзя принять их точку зрения о диатремовой природе Гдовской структуры.

Материалы бурения показывают, что пород, характерных для трубок взрыва (кимберлитовых и безкимберлитовых) - пикритовых порфиритов, щелочных лампрофиров, мелилититов, а тем более кимберлитов не выявлено. Не имеется никаких признаков взрывных, эруптивных явлений - отсутствует эруптивная брекчия (хотя бы в обломках), не обнаружено следов оплавления минералов, термического воздействия на глины. В окрестностях структуры не встречено обычно сопутствующих трубкам взрыва даек нефелинитов, фурчитов, мончикитов, базальтоидов и других характерных пород эксплозивного комплекса. Указания на возможное наличие в керне скважин микроскопических включений туфов и туффитов, как признаков эруптивной природы структуры, дополнительными исследованиями не подтвердились (Шмаенок и Малаховский, 1974). К тому же само по себе присутствие туфов и туффитов может являться лишь указанием на участие вулканогенно-осадочных пород в строении фундамента и выведении обломков этих пород (как и гнейсов) вверх по разрезу дислоцированной толщи.

Особенности строения Гдовской структуры, характер дислоцированности пластов, наличие мощных брекчий (агломерато-брекчий) явно тектонического типа, многочисленных зеркал скольжения - все это указывает на разломно-тектоническую природу дислокации. На это же указывает и факт прослеживания здесь брекчированных, нарушенных пород на глубину более 900 м - из них 350 м в породах фундамента.

Упоминавшееся троекратное повторение разреза, переслаивание пород чехла с блоками гнейсов, гранито-гнейсов и гранитов показывают чешуйчато-надвиговый, взбросовый харатер разреза Гдовской структуры.

Указания, что пакеты осадочных пород, вскрытые скважинами должны залегать на 320-530 м глубже и сам факт выведения на дневную поверхность с глубины 560-600 м крупных глыб-отторженцев кристаллических пород свидетельствуют о процессах разломно-тектонического (взбросового) перемещения пород. Но такие взбросы следует рассматривать в качестве оперяющих структур, в качестве вертикальной составляющей регионального Гдовского сдвига, имеющего субмеридиональное простирание.

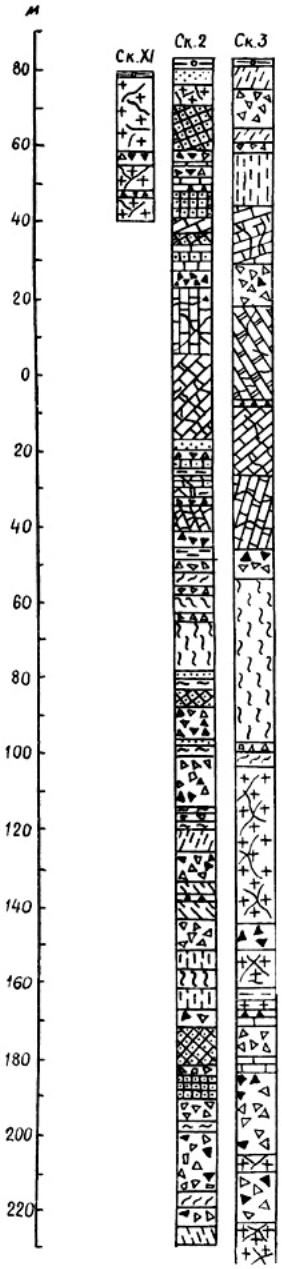


Рис.62. Разрезы скважин, вскрывших дислоцированную толщу Гдовской структуры (по А.И.Шмаенок и Д.Б.Малаховскому, 1974)

Условные обозначения на рис.61

Дислоцированные породы выполняют приразломно-шовную зону этого сдвига и перемещались в основном в латеральном направлении. Но на участках интенсивного горизонтального сжатия вдольразломное смещение сменилось субвертикальным. В итоге блоки, пластины и тектоническая брекчия пород фундамента и чехла были выведены по крутым взбросам вверх по разлому к дневной поверхности. Возникновению резкой взбросовой составляющей на данном отрезке сдвига видимо способствовало дополнительное тектоническое сжатие, вызванное поперечным разломом.

Приуроченность Гдовских дислокаций к узлу пересения двух систем разломов подтверждается исследованиями А.М.Шмаенок и Д.Б.Малаховского (1974), которые на основании магнито- и гравиразведки и структурно-геоморфологических данных пришли к выводу о местоположении Гдовских дислокаций в зоне пересечения двух региональных систем разрывных нарушений - субмеридиональной и субширотной.

Геодинамические работы, проведенные Д.И.Гарбаром (1990), подтвердили эти выводы: на “Геодинамической карте зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты” м-ба 1:500000 Гдовские дислокации лежат в узле пересечения двух систем разломов - субмеридионального и субширотного. Поэтому есть основания полагать, что дислокационные структуры, подобные Гдовским, могут быть развиты на участках пересечения региональных сдвигов поперечными разломами. Подобные структуры могут быть выявлены и на продолжении самого Гдовского сдвига.

Можно также полагать, что на участках сдвигов, не подверженных дополнительному поперечному сжатию, вероятнее всего преобладают внутричехольные дислокации с выводом на поверхность тектонических брекчий и аллохтонных чешуй, состоящих из пород чехла.

По-видимому, к таким

нарушениям можно отнести многочисленные “гляциодислокации” и отторженцы на Русской плите, в том числе в северо-западной ее части. На особенности строения некоторых из них будет обращено внимание ниже.

Как отмечалось Д.Б.Малаховским с соавторами, в отдельных частях разреза Гдовских дислокаций установлено, что пакеты пород, глыбы или мелкие обломки брекчий встречены гораздо ниже - на 150-300 м, чем эти породы залегают в нормальном стратиграфическом разрезе в данном районе. Это важное наблюдение, по нашему мнению, еще раз свидетельствует в пользу разломно-сдвиговой природы дислокации. Горизонтальное вдольразломное перемещение чешуй, пакетов пород с участков их более низкого залегания может привести к тому, что дислоцированный материал в разломных структурах оказывается лежащим гипсометрически ниже, чем такие же ненарушенные породы на данном участке. При этом вероятность более низкого гипсометрического положения тех или иных горизонтов осадочного чехла и пород фундамента определяется не только региональным падением пород (а оно может локально меняться с пологого на более крутое), но возможными блоковыми погружениями фундамента (и чехла), вероятным развитием тектонических впадин и т.п. Величина горизонтального вдольсдвигового смещения обломочного материала может достигать многих километров.

В дислокационных структурах гдовского типа возможно и нисходящее перемещение тектонических чешуй по типу поддвигов, на что, в частности, указывает выпадение из разреза нескольких стратиграфических горизонтов в зоне тектонических нарушений, вскрытых скв. № 4. Эти и другие нарушения, отмеченные А.И.Шмаенок и Д.Б.Малаховским (1974), тяготеют к зоне динамического влияния двух поперечных систем разломов, образующих Гдовскую структуру и расположены в нескольких километрах от нее.

Существование вдольсдвиговых горизонтальных смещений блоков и пластин пород фундамента, на наш взгляд, подтверждается и тем, что в строении агломерато-брекчиевого и глыбового комплекса Гдовской структуры участвуют не только вмещающие структуру интрузивные граниты, но и различные гнейсы, кристаллические сланцы, другие породы. Судя по геологическим профилям (рис.4 в работе А.И.Шмаенок и Д.Б.Малаховского), породы гнейсового комплекса развиты за пределами контура Гдовской структуры на расстоянии 3.5 км от нее по данным бурения и 0.6-3 км по геофизическим данным.

Можно считать, что блоки гнейсов и других пород, лежащие на простирании сдвиговой зоны, были вынесены в центральную часть Гдовской структуры в результате горизонтальных вдольсдвиговых смещений. Амплитуда этих смещений составляет от нескольких сотен метров до нескольких километров.

По-видимому с разломно-тектоническими процессами связано и образование ряда дислокаций в других районах северо-запада Русской плиты, в том числе тех, которые выделены Д.Б.Малаховским и А.В.Амантовым (1991) в группу геолого-геоморфологических аномалий неясного происхождения. Из них наибольший интерес представляют дислокации в районе Крестецкого авлакогена, в районе Бокситогорска, в Котловской структуре. В эти дислокациях установлено резкое (против нормального) опускание дислоцированных толщ осадочных пород.

Так в 70 км к западу от г.Валдай в зоне Крестецкого авлакогена скважиной были обнаружены пакеты нижнекарбоновых пород мощностью около 40 м, залегающие на девонских породах и опущенные на 150 м ниже регионального уровня их залегания.

В районе Бокситогорска на руч.Бобровец в зоне интенсивно дислоцированных пород осадочного чехла наблюдаются внутрипластовые включения среднекаменноугольных пород в нижнекаменноугольные. При этом подошва маркирующего верейского горизонта расположена на 70 м ниже регионального уровня падения.

По этим же данным в районе Котловской структуры (район Финского глинта) среди сплошного поля пород среднего ордовика выявлен выход нижнего кембрия, формирующий структуру кольцевого типа. По периферии последней последовательно выходят все породы кембрия и ордовика, включая кукерский горизонт, подошва которого опущена на 50 м ниже уровня регионального падения.

В перечисленных дислокационных структурах изменчивость разреза фрагментарно близка к таковым в Гдовской дислокации. Это относится к стратиграфической нарушенности разреза чехла, внутричехольного вклинивания аллохтонных пластин, опущенности пластов пород по сравнению с общим уровнем их залегания. Такие нарушения, также, видимо, связаны с горизонтальными движениями по разломам (сдвигам и взбросам). Смещениями по сдвигам, горизонтальным перемещением пластин пород с участков их низкого гипсометрического залегания объясняется и положение аллохтонных пластин ниже уровня залегания одновозрастных пород на участках отмеченных дислокаций. Возможно, что отдельные опущенные пласты пород являются чешуйчатыми поддвигами нисходящего типа или связаны со сбросовой составляющей сдвига.

Поскольку в таких структурах, как Котловская, значительная часть разреза сложена глинами, нельзя исключать развития процессов глиняного диапиризма, активизация которых связана с горизонтальным тектоническим сжатием. Большая роль глиняного диапиризма в формировании таких дислокаций как Дудергофские и Кирхгофские (ранее рассматриваемые как гляциодислокации), показана А.В.Волиным (1974). Участие процессов разрывной тектоники (наряду с глиняным диапиризмом) в формировании дислокаций и отторженцев этих структур подтверждается и тем, что по данным Д.Б.Малаховского и Э.Ю.Саммета (1982) они расположены в узле пересечения тектонической зоны глинта с гатчинской зоной тектонических нарушений.

Таким образом, можно констатировать, что в разломах сдвигового типа происходит выведение на поверхность пород чехла, а на участках интенсивного горизонтального сжатия выводятся на поверхность и породы кристаллического фундамента. Как показывает строение Гдовской дислокации, кристаллические породы - в виде крупных глыб и тектонической брекчии могут выводиться сквозь мощный осадочный чехол с глубины 500-600 м и на поверхности формировать “моренные” гряды высотой 30 м и более.

Что касается возраста дислокаций - а в них вовлечены архейские, протерозойские, палеозойские и кайнозойские породы, то формирование этих структур следует относить к кайнозою. Более того, в этом отношении можно присоединиться к мнению сторонников ледникового генезиса этих дислокаций - о их четвертичном возрасте. Действительно, тектоническая брекчия и глыбовый материал кристаллических и осадочных пород, выведенные на поверхность по разломам, формируют “морену”, а дислоцированные породы чехла образуют современный рельеф, в том числе “краевые ледниковые образования”.

В связи с этим можно подчеркнуть принципиальную правильность выводов Б.Н.Можаева (1973) о кайнозойском возрасте и тектоническом генезисе ряда подобных нарушений (а среди них известные “гляциодислокации” на р.Поповка и Бурегские нарушения в зоне Ильменского глинта). Такие дислокации на северо-западе Русской плиты Б.Н.Можаев рассматривает в качестве новейших структур третьего порядка.

3.8. Воротиловско-Тонковские дислокации

Дислокации Пучежско-Балахнинского Поволжья расположены в центре Русской плиты, охватывая северо-запад Нижегородской и сопредельные части Ивановской области.

Платформенный чехол в этом районе достигает мощности 1600-1700 м и представлен антропогеном, мелом, юрой, триасом, пермью, карбоном, девоном и кембрием. Кристаллический фундамент сложен комплексом гнейсов архея (Горецкий, 1962; Разломы и горизонтальные движения..., 1977).

Дислоцированные породы, отторженцевые и брекчиевые их фации обнаружены во многих пунктах в обширном районе Поволжья между р.Унжа на севере и Окой на юге. Но наиболее интенсивно дислоцированные породы чехла и кристаллического фундамента закартированы на участке сел Ковернино-Тонково-Воротилово, где почти к дневной поверхности с глубины 1600 м выведены блоки-отторженцы гнейсов и тектоническая брекчия с обломочным материалом кристаллических пород. На этом участке дислоцированы практически все породы платформенного чехла.

На природу рассматриваемых дислокаций имеется несколько точек зрения. Наиболее широкое развитие получила теория четвертичных гляциодислокаций и отторженцев (А.М.Васильницкий, Н.С.Рагозин, Е.А.Кудинова, А.И.Москвитин, А.В.Артемьев, В.В.Ассонов). Эти представления вошли в учебники геологии. В числе признаков ледникового генезиса указывалось на полное сходство глинистых брекчий с мореной, неотличимость их от валунных глин, указывалось на наличие громадных отторженцев, на гляциотектонические структуры, бескорневой характер дислокаций.

Подмеченные характерные признаки дислокаций и отторженцевой толщи имеют место, но после проведения глубокого бурения и геофизических работ стала преобладающей другая точка зрения - о тектонической природе дислокаций. Было установлено, что дислоцированные толщи в ряде пунктов имеют поверхностное и бескорневое строение, а районе Тонково бурением прослеживаются на глубину более 1095 м и по данным геофизических работ не затухают в архейском фундаменте (Нечитайло и др., 1959; Горецкий, 1962). Кроме того, выяснилось, что дислоцированная толща не только выходит на поверхность, но и на ряде участков перекрыта ненарушенными с поверхности отложениями юры и мела, что тоже поставило под сомнение ледниковую гипотезу дислокаций (Фрухт, 1958; Наливкин, 1962).

Имеются и другие гипотезы происхождения этих дислокаций - оползневая, древних фангломератов, метеоритная гипотеза и др.

В районе Ковернино-Тонково-Воротилово дислоцированные и брекчированные породы вскрыты многими скважинами, частично брекчированная толща выходит на поверхность. В строении брекчированно-дислоцированной толщи принимают участие как породы чехла, так и гнейсы, амфиболиты, основные эффузивы кристаллического основания, лежащего здесь на глубине 1600-1700 м (рис.63). Брекчированно-дислоцированная толща с грубообломочным материалом пород фундамента, в том числе отторженцами гнейсов наиболее близко подходит к поверхности в 1.5 км северо-западнее с.Тонково- здесь она вскрыта скважиной, начиная с глубины 91.5 м от поверхности (или 69.5 м от подошвы четвертичных отложений). С.К.Нечитайло (1959) считает, что западнее этой скважины гнейсовая брекчия подходит к поверхности еще ближе. В скважине № 1 (с.Тонково) гнейсовая брекчия и отторженцевые ее фации вскрыты на глубине 238 м под толщей юрских глин и прослежены до глубины 787 м, после чего сменились брекчированными амфиболитами, слагающими разрез до забоя скважины (глубина 792.3 м) (Нечитайло и др., 1959). По тем же данным гнейсовая брекчия вскрыта скважиной в с.Новопокровское на глубине 214 м.

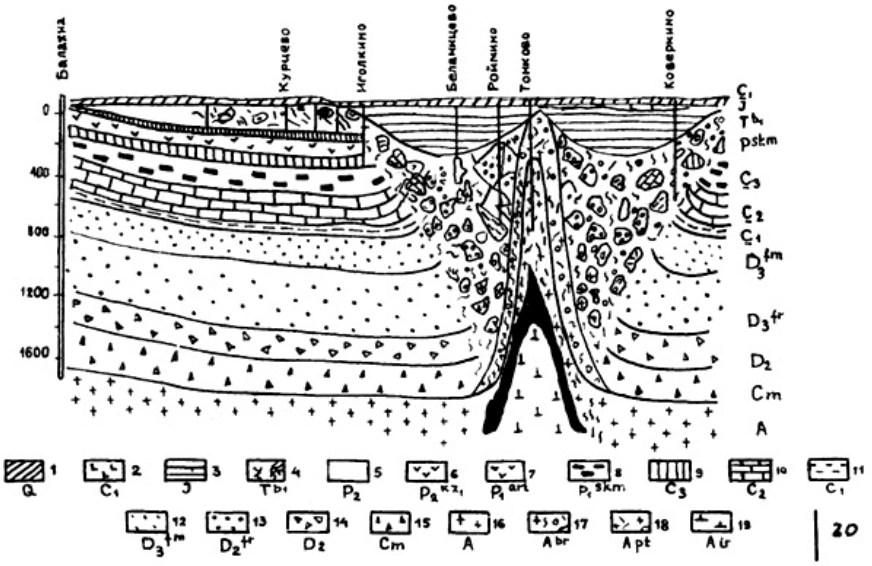


Рис.63. Геологический профиль через Воротиловско-Тонковские дислокации (по Г.И.Горецкому, 1962)

1 - антропоген; 2 - нижний мел; 3 - юра; 4 - триас, брекчия; 5 - татарский ярус; 6 - казанский ярус; 7 - артинский ярус; 8 - сакмарский ярус; 9 - верхний карбон; 10 - средний карбон; 11 - нижний карбон; 12 - фаменский ярус; 13 - франкский ярус; 14 - средний девон; 15 - кембрий; 16 - архей; 17 - брекчия архейских пород; 18 - смятые архейские породы; 19 - предполагаемая интрузия основных и ультраосновных пород; 20 - скважины

Что касается брекчий осадочных пород платформенного чехла, то они, будучи сопряженными с брекчиями кристаллических пород, выходят на поверхность в ряде пунктов - в том числе в долине р.Узола, д.Бледны, д.Курцево. В верхней и боковых частях гнейсовой брекчии крупно- и мелкообломочный материал пород чехла принимает заметное участие.

Наиболее глубокая скважина в с.Роймино глубиной 1095 м не вышла из дислоцированных, брекчированных пород архейского комплекса (Нечитайло и до., 1959; Горецкий, 1962).

Среди брекчий осадочных пород палеозоя и мезозоя выделяются “местные” брекчии, где глыбы и отторженцы представлены местными породами и “неместные” брекчии с глыбами и отторженцами, коренное залегание которых в данном разрезе или пункте не установлено. Вскрытые скважинами гнейсовые брекчии в верхней части своего разреза представляют смесь разнообразного материала осадочных и кристаллических пород. Среди последних валуны, глыбы гнейсов, амфиболитов, основных эффузивов. Размер наиболее крупных глыб-отторженцев гнейсов достигает 20-25 м в поперечнике. Более глубокие горизонты гнейсовой брекчии становятся сравнительно однородными по составу и почти нацело представлены породами гнейсового комплекса (с некоторой примесью материала осадочных пород чехла) (Нечитайло и др., 1959).

По описанию керна скважин и колонкам, построенным С.К.Нечитайло и др (1959), устанавливается следующее. Для дислоцированно-брекчиевидной толщи

характерны многочисленные зеркала скольжения, блоки и пласты залегают под углом 70-80°, часто стоят на “голове”. В разрезе этой толщи наблюдается переслаивание пластов и чешуй разновозрастных пород, брекчий разного типа и состава. Так, в скважине в с.Роймино (глубина скважины 1095 м) крупные блоки нарушенных девонских пород перемещены, перевернуты, надвинуты на пакеты нижнекарбоновых отложений, смяты и во многих местах превращены в типичную брекчию трения. В скважине в с.Новопокровское ниже брекчированной гнейсовой толщи залегают пластины серых и черных глин и алевролитов, одна из которых выклинивается в гнейсовую брекчию. Эти глины по облику близки как к юрским, так и меловым глинам (микрофаунистические и микрофлористические анализы керна глин не проводились).

В скважинах с.Сельское и с.Беланицыно конгломерато-брекчия с валунами осадочных и кристаллических пород, перекрытая мощной толщей (до 400 м) юрских глин, подстилается глинами и мергелями предположительно карбонового и триасового возраста. В скважине № 1 (Тонково) в толще гнейсовой брекчии наблюдаются прослои (чешуи) аргиллитов и песчаников, а вблизи кровли этой брекчии в них вклинивается пласт юрских глин.

Таким образом, в описываемой дислоцированной зоне, как и в разрезе гдовских дислокаций, наблюдается переслаивание пластин разновозрастных пород и разных по составу пластов брекчий. Чешуи и пласты пород надвинуты друг на друга, перевернуты, раздроблены, для дислоцированно-брекчиевидной толщи характерны многочисленные зеркала скольжения. Эти факты указывают на то, что и здесь развиты взбросо-надвиговые (поддвиговые) чешуйчатые структуры.

Формирование и перемещение дислоцированно-брекчиевидной толщи происходило, главным образом, в приразломно-шовной зоне крупных сдвигов. Этот процесс можно представить как последовательное перемещение и “перетасовывание” чешуй, пластин и блоков чехла и фундамента в ходе их первоначального горизонтального и субгоризонтального вдольразломного скольжения и сменой этих движений на субвертикальные на участках интенсивного сжатия. Как следствие этого - резкое преобладание взбросовой составляющей сдвига и выведение пород фундамента и глубоко залегающего чехла к поверхности.

В зонах динамического влияния сдвигов - вблизи дневной поверхности, широкое развитие получили оперяющие надвиги (поддвиги), по которым чешуи пород и брекчии выводились на поверхность.

Точка зрения о тектоническом генезисе рассматриваемых дислокаций поддерживается большой группой геологов, но конкретный механизм тектонического процесса до конца не выяснен. С.К.Нечитайло и др. (1959) предполагал, что в районе Ковернино-Тонково-Воротилово существует крупный выступ фундамента - “гнейсовый кряж”, и рассматривали “гнейсовую” брекчию как разрушенные коренные выходы гнейсов. В геологической литературе начал фигурировать Воротиловский выступ фундамента.

После того, как скважина глубиной 1095 м так и не вышла из брекчированных и дислоцированных пород чехла и гнейсовой брекчии и после проведения геофизических работ, стало ясно, что никакого выступа фундамента не существует. Более того, породы фундамента имеют относительно плоский рельеф и залегают на глубине 1600-1700 м на всем пространстве Пучежско-Балахнинского района.

Г.И.Горецким (1962) была выдвинута новая гипотеза, согласно которой формирование брекчированной дислоцированной толщи и вывод гнейсовых отторженцев почти к дневной поверхности обусловлен глубинной интрузией основных-ультраосновных пород, проникшей вверх на 1000 м. Восходящее движение этой интрузии и вызвало воздымание пород фундамента и чехла, их сильнейшую дислоцированность. Представления Г.И.Горецкого отражены на рис.63. Эта гипотеза вызывает следующие возражения: 1) геофизическими работами не зафиксировано массивов базит-гипербазитов в дислоцированной зоне. 2) Интрузии базит-гипербазитов

не вызывают разрушений во вмещающих породах, даже отдаленно напоминающих вышеописанные.

Можно констатировать, что кристаллические породы фундамента в составе тектонической брекчии и блоков-отторженцев были выведены по разломам почти к поверхности с глубины порядка 1600 м. Общая амплитуда вертикального поднятия аллохтонных приразломных блоков составляет более 1.5 км. Она суммируется из вдольразломного субгоризонтального (сдвигового) перемещения и последующего взбросового поднятия пластин, чешуй, тектонической брекчии. В отличие от гдовской дислокации породы фундамента здесь не выведены дневную поверхность (в скважине северо-западнее т.Тонково они залегают на глубине 91.5 м, и С.К.Нечитайло предполагается их еще более близкое (около 70 м) к поверхности залегание.

Причиной этому, видимо, является факт залегания над разломной зоной мощной толщи (до 400 м) юрских глин. Глины являются некомпетентными, пластичными породами, в которых касательные тектонические напряжения рассредоточиваются, гасятся. Поэтому, хотя гнейсовая тектоническая брекчия и основательно внедрилась в юрские глины, но все же не прорвала оставшиеся 70-90 м.

Тем не менее брекчированные породы платформенного чехла, сопряженные с гнейсовой брекчией, нашли выход на поверхность в ряде пунктов дислоцированной зоны. Прорыв этих пород на поверхность произошел на флангах мульдообразно залегающей толщи юрских глин, где их мощность резко уменьшается. Разрядка тектонических напряжений произошла по оперяющим взбросонадвигам (поддвигам), а не по осевому разлому (рис.64).

Дислокации Пучежско-Балахнинского района ряд исследователей объединяет в единую региональную систему разломов северо-восточного простирания - Воротиловско-Карлинскую, причем возраст собственно Карлинской разломно-дислокационной зоны определяется как палеогеновый-послепалеогеновый (Разломы и горизонтальные движения..., 1977). Поэтому нет оснований удревлять северо-восточный фрагмент этой разломной зоны - Воротиловский.

В более узком понимании возраст дислокаций - четвертичный. На разрезах, составленных Г.И.Горецким (1962) и С.К.Нечитайло (1959) брекчии и дислокации захватывают все породы чехла и выходят под голоценовые (O_4) отложения (рис.65).

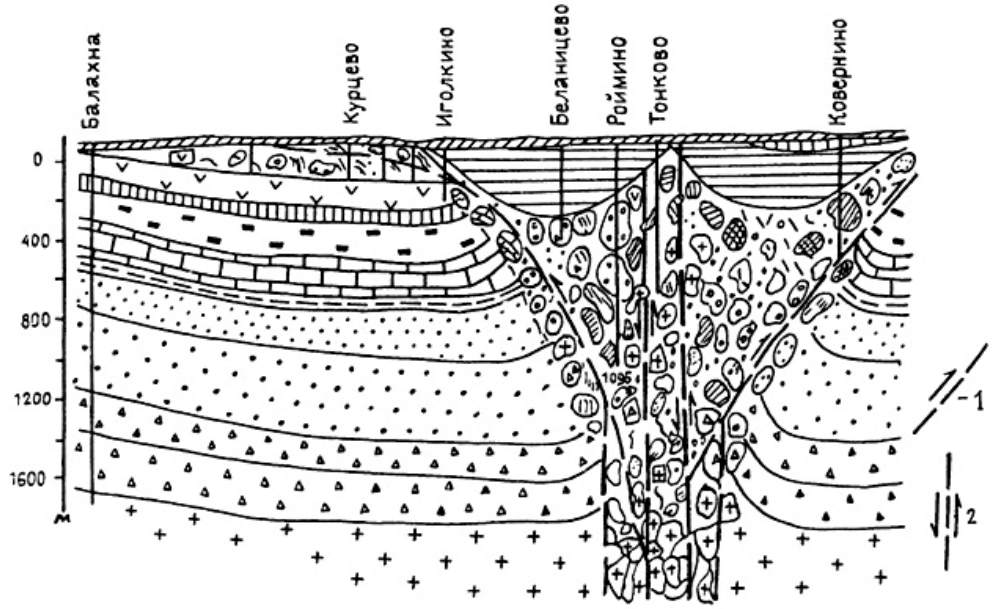


Рис.64. Разрез через Воротиловско-Тонковские дислокации (составлен В.Г.Чувардинским по материалам С.К.Нечитайло и др., 1959; Г.И.Горецкого, 1962; Р.Н.Валеева, 1978)

Разломы: 1 - сдвиги, 2 - надвиги, остальные условные обозначения на рис.63

В этом плане можно присоединиться к большой группе геологов, которые уже давно рассматривают дислокации этого района, как четвертичные (связывая их с деятельностью плейстоценовых ледников). Четвертичный возраст дислокаций подтверждается и происходившими в этой структурной зоне историческими землетрясениями. Одно из наиболее крупных из них (18 июня 1596 года) зафиксировано в Нижегородской летописи (Маргелашвили, 1970).

Таким образом, выведение пород фундамента сквозь осадочный чехол на поверхность (в виде приразломных блоков и тектонической брекчии) процесс реальный. Судя по широкому развитию в фундаменте и чехле разрывных образований разного порядка, можно предполагать и более широкое развитие этих процессов, тем более, что на неотектоническом этапе развития Русской платформы разломы испытали неоднократную активизацию. Эти вопросы подробнее будут рассмотрены в разделе о происхождении валунов кристаллических пород на Русской платформе.

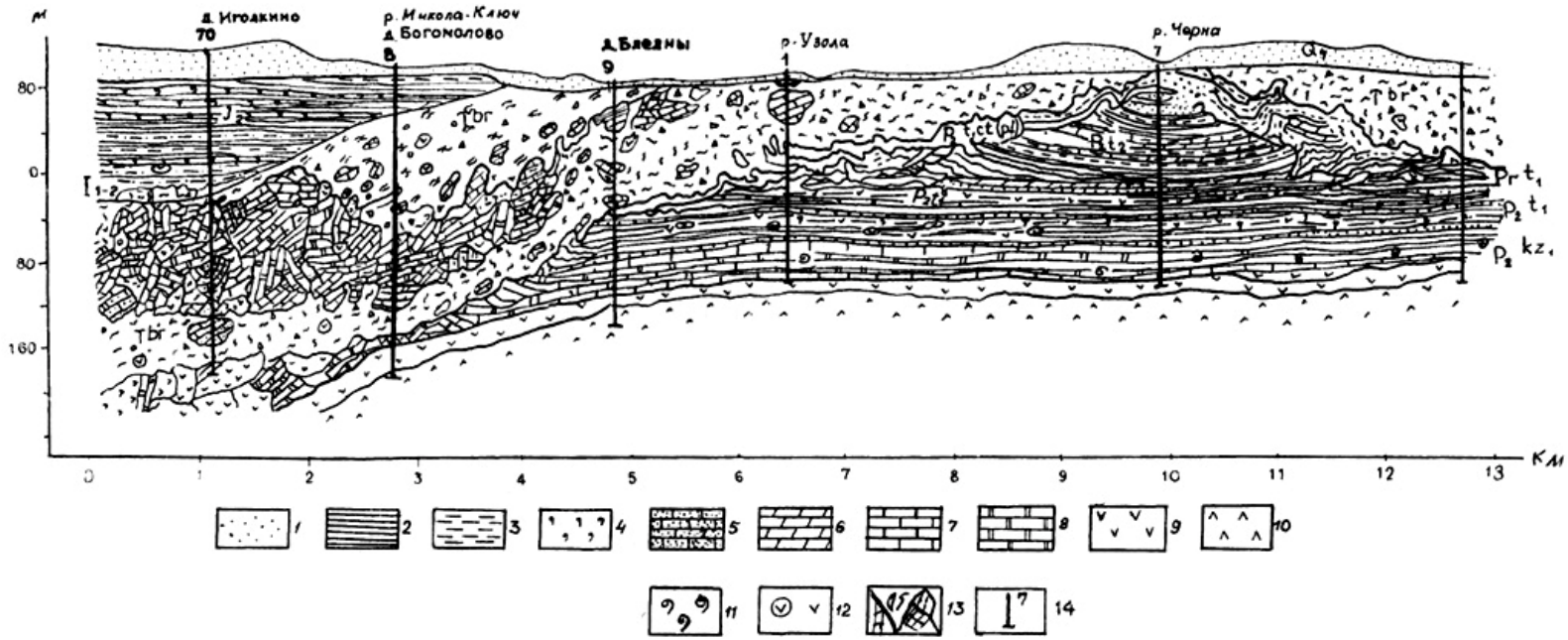


Рис.65. Геологический профиль через Тонковскую структуру (Г.И.Горецкий, 1962)

1 - пески; 2,3 - глины; 4 - алевриты и алевролиты; 5 - песчаники; 6 - мергели; 7 - известняки; 8 - доломиты; 9 - гипсы; 10 - ангидриты; 11 - фауна; 12 - загипсованность; 13 - брекчии; 14 - скважины

“Тектоника осадочного чехла
в подавляющем большинстве случаев
вызвана деформациями фундамента”.

Ж.Гогель (1969)

3.9. Конечно-моренные (краевые) образования

Принято считать, что краевые (конечно-моренные) пояса в Европе, Северной Америке и в Западной Сибири фиксируют границы материковых отделений и их крупных стадий. Эти образования представляют собой протяженные холмисто-грядовые пояса общей длиной в десятки и сотни километров и шириной от сотен метров до нескольких километров. В плане они имеют линейные, дугообразные или фестончатые формы и выделяются в рельефе в виде системы гряд и холмов, чередующихся с ложбинами и впадинами. Их относительные превышения составляют десятки метров, иногда до 120-175 м, реже более.

До недавнего времени считалось доказанным, что конечно-моренные пояса сформировались в результате длительного стояния и таяния ледниковых покровов, принесших массу обломочного материала из центра оледенения и захваченного по пути их движения.

Наиболее яркое описание этого процесса имеется в “Основах геологии” проф. В.Д.Панникова (1961): “Спускаясь со Скандинавских гор ледник разрушал их, отламывая куски скал, сглаживая и выпахивая по пути Балтийский массивно-кристаллический щит. Ледник с особой легкостью захватывал рыхлые осадочные породы. Захваченные по пути обломки скал ... переносились ледником на тысячи километров, а после его таяния весь принесенный материал оставался... В тех районах, где ледник оставался продолжительное время на одном месте, у его краев возникали гряды конечных морен в виде длинных холмистых валов” (стр.276).

Точно также, хотя и не столь ярко, трактуется механизм формирования конечных морен на Русской равнине в учебнике “Общая геоморфология” проф. О.К.Леонтьева и проф. Г.И.Рычагова (1979). Традиционный процесс формирования конечно-моренных поясов путем сгруживания ледником принесенного материала приводится в книге проф. К.И.Лукашева “Геология четвертичного периода” (1971). Моренно-осыпной механизм по К.И.Лукашеву имел место при образовании крупных конечно-моренных возвышенностей Беларуси - Минской, Новогрудской, Ошмянской и других. На Валдайской возвышенности “на основные морены часто нагроможден материал конечных морен, разгруженный как в процессе наступания, так и отступания ледников” (стр.213).

Ледниково-насыпной генезис конечных морен отстаивают В.В.Ершов, А.А.Новиков и Г.В.Попова (1986). На Русской равнине они выделили пять крупных конечных морен ледниково-насыпного типа.

Такой же механизм формирования краевых морен принимается в капитальном труде акад. Д.В.Наливкина “Геология СССР” (1962): “В поясах стационарного положения края ледника возникает конечная морена: скопления обломочного материала, образующие высокие холмы, сменяющие друг друга и прослеживающиеся на многие сотни километров” (стр.121-122).

В целом процесс образования краевых ледниковых поясов считался близким таковому для горно-долинных ледников, но гораздо масштабнее. Действительно, горно-долинные ледники формируют конечно-моренные (краевые) валы посредством сгруживания обломочных масс поверхностных и срединных морен к основанию ледника. Однако, принцип актуализма в данном случае по существу оказался невостребованным.

Геофизические, геологические и геоморфологические исследования с применением бурения и дистанционных (космоснимки, аэроснимки) методов, выполненные коллективами геологов в разных районах Восточно-Европейской платформы неожиданно показали, что конечно-моренные пояса сложены не насыпной мореной, а дислоцированными породами мезозоя и кайнозоя и даже палеозоя. Более того, была установлена пруроченность краевых поясов к зонам разломов преимущественно субширотного простирания. Исследователи, установившие эти и ряд других важных закономерностей, тем не менее не отказались от ледникового генезиса этих поясов. Была выдвинута новая гипотеза их формирования - гляциотектоническая. Отошла в прошлое старая, добрая теория ледниково-аккумулятивного генезиса краевых поясов. Теперь ледниковому покрову на границах оледенений и стадий предстояло выпахивать, отторгать, собирать в складки породы платформенного чехла, действовать больше напором, чем аккумуляцией. Своеобразно был разрешен и вопрос сопряженности краевых образований и зон разломов: ледник использовал эти разломы как ослабленные зоны, благоприятные для более легкого отторжения горных пород. Кроме того, живущие разломы вызывали в краевой зоне ледника образование трещин, которые заполнялись мореной или песчаными осадками, а после таяния возникал холмисто-моренный или озово-камовый рельеф.

На совещаниях по краевым образованиям в 1985 и 1990 гг. гляциотектонические воззрения господствовали уже практически безраздельно, также как до этого господствовала теория ледниково-аккумулятивного генезиса краевых поясов. Вместе с тем, и это надо признать, сторонниками новой концепции был собран огромный фактический материал по строению краевых образований. Ими было доказано чешуйчато-складчатое строение этих сооружений, доказана приуроченность их к сквозьчехольным разломам фундамента, активным на неотектоническом этапе.

В целях более точного изложения материалов и выводов исследователей, изучавших краевые образования, выбран метод цитирования опубликованных данных с разбивкой их по регионам.

Западная часть Восточно-Европейской платформы. Беларусь

Наиболее интересные данные по строению краевых образований получены для территории Беларуси, в пределах которой расположены крупные конечно-моренные пояса - возвышенности Минская, Новогрудская, Ошмянская, Оршанская, Волковыская, а также Копыльская и Мозырская гряды. Эти пояса принято рассматривать в качестве границ оледенений нескольких ледниковых эпох и их крупных стадий.

По данным Э.А.Левкова (1980) в Беларуси “максимальные и стадиальные границы распространения разновозрастных ледниковых покровов значительными отрезками совпадают с разрывными нарушениями, установленными в коренных породах. Наиболее достоверно такое совпадение может быть доказано для последнего (валдайского) оледенения”.

Устанавливаются совпадения краевых образований, а также озов, с разломами, в том числе “их размещение над разломными зонами и совпадение по ориентировке” (1980, стр.240-241). Более того, геологические материалы, в том числе бурение показывают, что дислокации складчато-чешуйчатого типа, характерные для краевых образований “отчетливо тяготеют к разрывным зонам. Эти разломы устанавливаются как в пределах выступов кристаллического фундамента, так и на рубеже крупных положительных и отрицательных структур..., разрывы зачастую прослеживаются в осадочном чехле с заметным смещением вплоть до фундамента” (Э.А.Левков, 1980, стр.104, 240).

Важные сведения по строению краевых образований приведены Л.А.Нечипоренко (1985), который пришел к следующим выводам: “На размещение основных краевых гряд Белоруссии оказали структуры фундамента. Установлено, что краевые ледниковые формы, как правило приурочены к наиболее поднятым участкам кристаллических пород и к зонам активизировавшихся дизъюнктивных нарушений, реже они расположены на некотором удалении от разломных зон”. И далее: ”Краевые образования Оршанской возвышенности как бы прислонены с северо-запада к Центрально-Оршанскому горсту и северному его разлому... Формированию краевых ледниковых комплексов над выступами ложа и разломами способствовали аномалии геофизических полей (теплового и гравитационного)”.

На доминирующую, если не решающую, роль разломной неотектоники в формировании краевых образований на севере Беларуси указывает В.Н.Губин (1990), согласно данным которого “рельеф краевой зоны поозерского оледенения отличается дискордантностью, наименьшей устойчивостью. Это обусловлено широким развитием здесь новейших тектоно-динамических процессов, вызванных позднечетвертичным тектогенезом и ротационным режимом земной коры”. “В полосе краевых образований, - указывает далее В.Н.Губин, - геодинамические зоны сопряжены с участками новейшей активизации Кореличского, Выжевско-Минского, Чашниковского и других разломов... Новейшие тектоно-динамические процессы контролировали формирование гляциодинамической структуры краевой зоны”.

Выводы В.Н.Губина подтверждаются работами Б.Н.Гурского и Р.И.Левицкой (1990). Основываясь на материалах исследований более широкого регионального плана, они пришли к следующему важному заключению: “формирование краевых образований происходит под влиянием ряда факторов. Определяющим из них является тектонический, который часто проявляется в особенностях пространственного положения наиболее крупных краевых зон, отвечающих границам оледенений и крупных стадий. Особенно тесная связь существует между проявлениями неотектонической активности и главнейшими особенностями строения краевых образований (например, Белорусской гряды)”.

Сопряженность разломов фундамента и краевых образований в южной части Беларуси доказывается в монографии А.В.Матвеева, Н.Н.Абрамленко и др. (1980). Согласно их данным “краевые образования, как правило, совпадают с зонами дизъюнктивных нарушений, активизировавшихся на неотектоническом этапе, при этом, чем значительнее была амплитуда движений, тем грандиознее возникали гряды” (стр.88). В другой работе А.В.Матвеев, Л.Ф.Ажгиревич и др. (1987) установили сопряженность конечно-моренной Браславской гряды (север Беларуси) с системой пересекающихся разломов.

Новые данные по строению Ошмянской зоны краевых образований приводит Е.М.Комаровский (1992), по материалам которого “рассматриваемые краевые образования расположены... в тектонически нарушенной зоне северо-восточного борта Воложинского грабена. В литосфере здесь проявляется Ошмянская зона древних глубинных разломов, по которой развиты неотектонические дислокации” Е.М.Комаровский также установил, что в пределах Ошмянской разломной зоны отмечена связь геологического строения краевых возвышенностей со структурой

коренного основания". По Комаровскому мощные толщи отложений, имеющих чешуйчато-надвиговое строение "сосредоточены над разрывными нарушениями и совпадают с ними по ориентировке". Современная активность разломов по сообщению Комаровского подтверждается имевшим место землетрясением силой 6 баллов. В заключении указывается: "Отмеченные соотношения краевых ледниковых образований и структуры коренного основания позволяют объяснить пространственное размещение, форму и стиль строения краевых образований активизацией древних разрывных нарушений Ошмянской зоны в антропогене" (Комаровский, 1992, стр.48).

Факты, приводимые М.Е.Комаровским, Э.А.Левковым, Л.А.Нечипоренко, А.В.Матвеевым, В.Н.Губиным, Б.Н.Гурским и Р.Н.Левицкой, определенно свидетельствуют о тектоническом генезисе краевых образований. С неотектоническими движениями по разломам связано не только расположение краевых образований, но их морфология и даже стиль строения. Чего же боле...? И тем не менее, авторы, получившие эти ценнейшие фактические данные стоят на позиции ледникового ("гляциотектонического") генезиса краевых образований. Из белорусских исследователей, кажется, только один Н.А.Капельщиков не пал ниц пред ледниковой теорией. На основании своих полевых работ, проведенных в белорусском Полесье он установил, что краевые гряды и песчаные грядово-холмистые комплексы "являются одним из признаков проявления в современной поверхности трещинно-разрывной тектоники коренных пород". Выделяемые ранее формы ледникового рельефа имеют эрозионно-тектоническое происхождение (Н.А.Капельщиков, 1976).

Прибалтика

На основании исследований в Прибалтике и в Подмосковье А.И.Гайгалас и М.И.Маудина (1990) пришли к выводам, что в этих разобщенных районах краевые образования имеют много общего. Ими установлено, что формирование "чешуйчатых и отторженцевых конечных морен происходило на границах тектонических блоков (разломов)". Ими установлено, что в краевых моренах, сопряженных с зонами разломов, имеется примесь "глубинных элементов - галлия, бария, иттрия, иттерия и др.". Они подтверждают тектоническую природу фестончатости краевых образований (которая используется для доказательства ледникового генезиса конечных морен) "Фестончатый рисунок краевых ледниковых образований в плане отражает тектоническую структуру фундамента", - пишут А.И.Гайгалас и М.И.Маудина, связывая затем тектонические движения с ледниковой нагрузкой (1990, стр.33).

Широко известные конечно-моренные образования Синие горы (Синемяэ) на северо-востоке Эстонии оказались сложенными дислоцированными породами кембрия и ордовика (А.Раукас и др., 1971). Геологическим картированием с применением бурения было установлено, что дислоцированная полоса сопряжена с зоной разрывных нарушений, ограничивающих эту структуру с северо-востока (Вехер, Мардла, 1969). Кроме того, "севернее Синих гор установлено складкообразное поднятие, в осевой части которого выходят песчано-глинистые отложения нижнего ордовика и нижнего кембрия". Ранее о сопряженности Синих гор с разломной зоной писал К.К.Орвику (1960), а Э.Ю.Саммет (1961) пришел к выводу о их неотектоническом происхождении.

На "Карте поясов краевых образований..." (сост. Е.П.Заррина, В.В.Квасов, И.И.Краснов, 1965) Жмудская (Жямайтийская) возвышенность показана как пояс краевых образований осташсковского оледенения. Детальные геолого-геофизические работы, проведенные А.И.Шляупой (1979), показали, что эта возвышенность находится в явной связи с геолого-тектонической структурой фундамента и палеозой-мезозойского

чехла. “Немаловажную роль в образовании возвышенности сыграли неотектонические движения земной коры, особенно происходившие в течение позднечетвертичного периода”.

Северная и центральная часть Русской платформы

Пионерной работой, в которой установлена прямая связь конечно-моренных образований с разломами фундамента, является большая статья В.И.Бабака, В.И.Башилова и Н.И.Николаева (1982). Проведя полевые работы, проанализировав геологические и геофизические данные, а также выполнив большой объем работ по дешифрированию аэроснимков нечерноземной зоны РСФСР, авторы пришли к выводу о разломно-блоковом строении этой территории и установили “...зависимость распределения конечных ледниковых образований от живущей блоковой структуры фундамента, ранее намеченную С.Бубновым, Г.Ф.Мирчинком и Н.И.Николаевым”... Подтверждено также, “что структуры новейшего этапа развития типа валов и приуроченные к ним локальные положительные структурные формы осадочного чехла располагаются над разломами фундамента, оправдывая их характеристику как прирзаломных структур, связанных с движениями отдельных блоков фундамента” (1982, стр.39).

На “Карте поясов краевых образований...” (Е.П.Заррина, Д.Д.Квасов, И.И.Краснов, 1965) к поясам краевых образований московского оледенения и его стадий отнесены Смоленско-Московская возвышенность (длиной более 500 км) и Клинско-Дмитровская гряда. Исследования, проведенные М.П.Гласко и Е.Я.Ранцманом (1992), не подтверждают этого. По полученным данным “Смоленско-Московская возвышенность, Клинско-Дмитровская гряда и Окско-Москворецкая возвышенность приурочены к зонам сочленения крупных тектонических структур платформы, которые отличаются значительными амплитудами смещения поверхности фундамента.... Следовательно, пишут они, формирование этих морфоструктур обусловлено активностью дизъюнктивных нарушений фундамента, которые сквозь платформенный чехол отражаются в современном рельефе”.

Как уже указывалось, к выводам о зависимости краевых образований Подмосковья (и Прибалтики) от структуры фундамента пришли А.И.Гайгалас и М.И.Маудина (1990).

Воронежский выступ фундамента

По материалам А.А.Старухина (1985) “Новейшие структурные линии (флексуры, разрывные нарушения, зоны повышенной трещиноватости) на значительном протяжении контролируют южную границу морен Донского ледникового языка. Линия распространения Воронежского, Донского и Цнинско-Хоперского сектора ледникового языка проходит строго вдоль новейшей разломной линии унаследованной с докембрия и палеозоя” - пишет А.А. Старухин. По его же данным “максимальные мощности морен водно-ледниковых и озерно-ледниковых отложений... также приурочены к местам пересечения линейных новейших структур”.

Чтобы объяснить причину сопряженности краевых ледниковых образований с разломными зонами фундамента, А.А.Старухин предлагает следующую теоретическую

разработку: “Механизм соотношения между гляциогеоморфологией и новейшей структурой обуславливается как проявлениями новейших движений на момент оледенения, так и тепловым воздействиями, наиболее интенсивными вдоль унаследованных зон разрывных нарушений” (1985, стр.173). Такой механизм вряд ли способствует пониманию и без того загадочного ледникового процесса, но добавляет новые аргументы в пользу разломно-тектонического генезиса донских краевых образований.

Северная часть Украинского щита

Сопряженность краевых образований и разломов фундамента отмечается и на Украине.

По данным В.П.Палиенко (1987) на Украине “границы распространения краевых ледниковых образований контролируются крупными разломными нарушениями. Значительная часть краевых ледниковых образований напорного типа образовалась на стыках морфоструктур, испытавших контрастные неотектонические движения..., причем большинство из этих образований сосредоточено вдоль зон разломных нарушений: комплексы краевых ледниковых образований Ростанский, Старо-Выжевский, Буцынский, Датынский, Чернобыльско-Чистоталовский, Ирпено-Каменский и Каневский” (стр.145) В.П.Палиенко также установлено, что “приразломные напорные краевые ледниковые образования чаще всего наблюдаются в пределах крупных трансрегиональных шовных зон, характеризующихся мелкоблоковой структурой и повышенной неотектонической мобильностью “ (стр.145-146). Установлено также, что Каневские и Ольшанские дислокации приурочены к Голованoвской шовной зоне, дислокация горы Пивихи - к Западно-Ингулецкой шовной зоне. Ряд краевых образований “приурочен к активным в четвертичное время брахиантиклинальным структурам” (Палиенко, 1987, стр.146).

Однако не все украинские геологи считают нужным привлекать ледник, чтобы установить генезис подобных структурных форм рельефа. Геологические, геоморфологические и буровые работы, приведенные в северной части Украинского щита позволили установить, что краевые “ледниковые образования”, другие типы “ледникового” рельефа, в том числе гляциодепрессии “созданы движениями неотектонических структур и представляют собой тектонопары, приуроченные соответственно к зонам сжатия и зонам растяжения” (В.М.Тимофеев, Ю.А.Кошик, А.А.Комлев, С.Ю.Бортник, 1990, стр.125). На украинском Полесье тектонический генезис песчаных гряд (считаемых краевыми формами) доказывают В.М.Тимофеев и С.Ю.Бортник (1989).

Северо-восток Русской равнины

Геологи, изучавшие геологическое строение Печорской низменности и Большеземельской тундры уже давно указывали на сопряженность зон разломов фундамента и ледниковых форм рельефа и приводили доказательства их тектонического происхождения (П.Н.Сафронов, В.А.Дедеев, 1971; Г.Д.Удот, 1971; И.Л.Кузин, А.А.Ференц-Сороцкий, 1986).

Но наиболее ярко сопряженность зон разломов и краевых образований описана А.С.Лавровым и Л.М.Потапенко (1987), которые следующим образом аргументируют условия формирования краевых форм рельефа на Лемьюсской возвышенности (бассейн р.Печора). “На первом этапе произошло разрушение краевой зоны ледника мощными зонами дробления, приуроченными к зонам глубинных разломов, что подтверждается комплексом геофизических данных. Ледниковый покров распался на обширные поля неподвижного льда, границы которых закреплены маргинальными формами - валами, грядами... Характерными являются очертания валов и уступов: они прямолинейны, ориентированы по странам света. Большинство этих форм, как и зоны дробления льда, ограничено или располагается над зонами тектонических разломов... проникающих в верхнюю мантию.” (1987, стр.39, 40).

В.Е.Останин и Н.Б.Левина (1986) для восточной части Архангельской области также отмечают приуроченность ледниковых образований (в том числе отторженцев, гяциодислокаций и озов) к зонам активных разломов. “Вероятно трещины в леднике, - пишут они, имели общность с системой разломов в подстилающих породах” (стр.61).

Изложенные данные по строению и закономерностям размещения краевых ледниковых образований на Восточно-Европейской платформе имеют первостепенное значение для установления действительного их генезиса. Эти данные могут быть кратко подытожены.

1. Установлена приуроченность краевых ледниковых поясов к скользьчехольным платформенным разломам и сопряженность тех и других. Приведены доказательства неотектонической активизации разломных зона фундамента - тех из них которые коррелируются с краевыми образованиями. Более того, установлено, что новейшие тектонодинамические процессы контролировали формирование не только конечно-моренных (краевых) поясов, но особенности их структурного строения.

2. Доказано чешуйчато-надвиговое строение грядово-холмистого рельефа конечно-моренных (краевых) поясов. Дислоцированные пласты (скибы, чешуи) частью имеют моноклинальное залегание, частью собраны в антиклинальные складки продольного сжатия с пологими или крутыми крыльями. Дислоцированные пласты сложены породами платформенного чехла - кайнозойскими, мезозойскими и палеозойскими.

3. В системе краевых образований выделяется несколько категорий разрывных структур: сквозьчехольные разломы фундамента, на которые “насажены” краевые образования и вторичные разрывы зон динамического влияния осевых разломов фундамента. С осевыми и оперяющими разломами связаны отторженцевые фации краевых образований.

Вместе с тем выводы авторов цитируемых работ о ледниковом происхождении краевых образований малоосновательны по следующим причинам:

а) Предлагаемый ледниковый механизм формирования краевых поясов не соответствует законам движения покровных ледников, реологическим и механическим свойствам льда. Исследователи упустили из виду основной механизм движения покровных ледников, заключающийся в обтекании льдом выступов ложа (обтекании, а не срезании и перемещении) путем пластических деформаций ледниковых масс и их частичного плавления под давлением.

б) Напряжения сдвига на ледниковом ложе произвольно завышены в сотни раз, против замеренных и реально существующих в современных покровных ледниках. Хотя такие фантастические увеличения напряжений сдвига и сделаны в силу необходимости ледникового дислоцирования толщ горных пород и формирования краевых грядовых комплексов, их нельзя признать сколько-нибудь научно обоснованными.

Теория ледникового происхождения краевых образований имеет и палеогеографические неувязки. Примером являются конечно-моренные гряды в Малоземельной тундре, отнесенные М.Г.Гросвальдом, А.С.Лавровым и Л.М.Потапенко (1974) к ледниковой

стадии мархида. Гряды имеют чешуйчато-надвиговое строение и по взбросо-надвигам надвинуты на торфяно-болотные отложения с остатками древесной растительности. Абсолютный возраст этих органических остатков по радиоуглероду находится в диапазоне 9110-9900 лет тому назад (Гросвальд, Лавров, Потапенко, 1974). По данным этих же исследователей конечные морены стадии вельт, находящиеся севернее морен стадии мархида, имеют еще более молодой возраст.

Парадокс заключается в том, что на период мархидского оледенения на севере Евразии имел место широко известный голоценовый климатический оптимум, когда лесная растительность продвинулась к северу на 200-400 км, по сравнению с современным ее положением. Радиуглеродные датировки древесины и торфа из голоценовых отложений времени климатического оптимума как раз соответствуют времени оледенения мархида (и предполагаемого времени оледенения стадии вельт) и не выходят за пределы интервала от 10 до 7.5 тыс.лет тому назад (И.Д.Данилов, Е.И.Полякова, 1986).

Краевые образования Западной Сибири

Еще 15-20 лет назад считалось прочно установленным, что ледниковые покровы надвигались на Западно-Сибирскую низменность с Уральских гор, плато Путорана и Таймырского хребта. В соответствии с этим грядовый рельеф низменности рассматривался как конечные морены ледников, двигавшихся с запада на восток и с востока и северо-востока на запад и юго-запад. После появления новой гипотезы о ледниковом центре в Карском море покровный ледник уже перемещался с севера на юг. Прежние ледниковые критерии направления движения льда, в том числе разнос валунов, тихо и незаметно отошли в прошлое. Теорию центра оледенения на шельфе Карского моря развивают В.И.Астахов (1978), ученые Института географии РАН М.Г.Гросвальд, Д.Б.Орешкин и др., а также ученые Сибирского отделения РАН С.А.Архипов, И.А.Волков и другие.

Шесть почти беспрерывных краевых ледниковых поясов от Енисея до Оби и от Таймыра до Ямала изображены на схемах, составленных М.Г.Гросвальдом (1983, 1988). Однако, к сожалению, плановое положение поясов и их протяженность имеют немного общего с фактическим положением вещей.

1. Грядово-параллельный рельеф, относимый Гросвальдом к краевым формам, имеет в Западной Сибири достаточно широкое развитие, но не образует какие-либо протяженные, а тем более беспрерывные пояса. Этот рельеф сложен не мореной, как полагает М.Г.Гросвальд, а еще ранее полагал Я.М.Гройсман (1953), а эоценовыми диатомовыми глинами и опоками. Других форм рельефа кроме морских террас и цепочек бугров пучения, которые, возможно, были приняты за краевые образования, в полосе изображенных краевых образований не имеется.

2. На схемах М.Г.Гросвальда гряды нередко изображаются в виде дуг, вогнутой стороной обращенных в сторону движения гипотетического Карского ледника, что должно указывать на напорные его действия.

Эти построения, как и построения в пункте 1 легко опровергаются посредством дешифрирования аэроснимков и являются не более, чем декоративным оформлением новой теории шельфового оледенения арктических морей.

Читателям, интересующимся фактическим расположением грядовых форм рельефа (параллельно-грядовый рельеф) следует обратиться к “Карте гидролинеаментов и зон параллельно-грядового рельефа Западной Сибири,” составленной

П.П.Генераловым (1987), где поля этого рельефа (краевые образования Гросвальда и других ученых) закартированы с исчерпывающей достоверностью.

Многолетние работы геологов-производственников (геолого-съемочные, геофизические, буровые работы) в разных районах Западной Сибири позволили решить проблему генезиса ледниковых образований. Краевые гряды, гляциодислокации, отторженцы, выделяемые учеными, имеют тектоническое происхождение. Одна группа таких образований связана с проявлениями разломно-складчатой тектоники и относится к типу крупных тектонических валов, имеющих антиклинальное строение (Сибирские Увалы), другая сформировалась под воздействием тектоники горизонтального сжатия и процессов глиняного диапиризма (Малососвинские краевые образования и гляциодислокации, Арка-Табъяхинские краевые гряды, Самаровские Юганские и другие гигантские отторженцы).

Фактические материалы и выводы по тектоническому происхождению этих образований приведены в работах П.П.Генералова (1980, 1981а, 1981б, 1982, 1986, 1987), Р.Б.Крапивнера (1978, 1979, 1986, 1989, 1992, 1997), И.Л.Кузина (1981, 1987), И.Л.Кузина, А.А.Ференц-Сороцкого (1986), И.Л.Зайонца, С.И.Демуса, И.И.Смирнова (1985), И.Л.Зайонца, С.Я.Выдрина, И.И.Смирнова, А.Л.Клопова, Д.П.Куликова, С.С.Палкина, М.Н.Усманова (1987), Ю.Ф.Андреева (1958), Л.А.Миняйло (1985, 1987), И.И.Смирнова (1985, 1987), В.Н.Седова (1986), Н.Г.Чочиа, С.Г.Галеркиной и др. (1961), Е.П. Брагина (1985).

Наиболее крупные и типичные краевые образования, гляциодислокации и отторженцы Западной Сибири рассмотрены в разделе 3.14.

3.9.1. О тектоническом факторе и ледниковых трещинах

Совпадение простирания краевых образований и разломов фундамента привели многих ученых к выводу, что активизация разломов, вертикальные движения по ним способствовали образованию трещин в теле ледника “наступившего” на разлом. Как уже указывалось, по мнению исследователей разломы и разломные зоны определяли пределы продвижения ледника, определяли границы оледенений или крупных стадий (Э.А.Левков, А.А.Старухин, А.С.Лавров, Л.М.Потапенко, В.Н.Губин, В.Е.Останин, Н.Б.Левина, В.П.Палиенко, А.И.Гайгалас, М.И.Маудина). Трудно понять, почему ледник внезапно останавливался перед разломными зонами, словно волк перед красными флажками. Тем не менее теория существует и необходимость ее следующим образом сформулировал М.Е.Комаровский (1992): “Перемещение ложа ледника по разрывным нарушениям играло важную роль в качестве фактора заложения в леднике протяженного линейного пояса трещиноватости и края ледника, а также фактора, обеспечивающего проявление и форму гляцигенного структурообразования” (с.49).

Известно, что скорость вертикальных блоковых движений на Восточно-Европейской платформе не превышает нескольких миллиметров в год (Н.И.Николаев, 1988). Известна также кратковременность эпох дегляциации (в рамках принятых палеогеографических схем). Сопоставление этих величин показывает нереальность воздействия вертикальных тектонических поднятий на трещинообразование в теле гипотетического европейского ледника. Ранее этот вопрос рассматривался И.П.Бакановой и Д.Б.Малаховским (1969, стр.72, 74), по расчетам которых за время дегляциации валдайского ледника амплитуда вертикальных блоковых поднятий могла составить всего несколько метров, что по их заключению лишает возможности связывать образование трещин в леднике с различными проявлениями тектоники.

Более того, даже землетрясения не приводят к образованию необходимых трещин в теле ледника. Согласно В.Окко (1955) при землетрясениях в Исландии в ледниках, находившихся близ эпицентров землетрясений, не наблюдалось новообразования трещин, что В.Окко объяснялось пластичностью льда, а также возможностью быстрого залечивания трещин.

Идея привлечения разломной тектоники к образованию ледниковых трещин (необходимых для последующего их заполнения мореной и флювиогляциалом) не имеет смысла и по другой причине: покровный ледник не несет на своей поверхности искомых масс обломочного материала, поэтому предусматриваемые трещины могут быть заполнены лишь твердыми атмосферными осадками или снежными заносами.

Проблему совпадения краевых образований и разломов фундамента некоторые ученые пытаются решить и несколько иначе. А.А.Старухин (1985) и Л.А.Нечипоренко (1985) пишут о тепловом влиянии на ледник разломов и разломных зон, имея ввиду, что геотермический поток тепла в разломных зонах имеет повышенные показатели. А это в свою очередь должно приводить к трещинообразованию в леднике непосредственно в зоне “теплого” разлома и даже приостанавливать продвижение ледника. Такой механизм должен был обеспечить накопление ледникового материала над разломами и объяснить почему краевые гряды приурочены к оным. В рассуждениях А.А.Старухина, Л.А.Нечипоренко, других ученых есть своя логика, но все же их нельзя принять за основу. Покровный ледник есть функция климата, его развитие и существование обусловлено сочетанием низких температур воздуха и количеством снежных осадков. В этом плане можно сослаться на горно-покровный ледник Ваткайекудль (Исландия), зародившийся и существующий на горячей точке - на действующем вулканическом поле. Периодические подледные извержения, хотя и приводят к гигантским потерям массы ледника, он, тем не менее, каждый раз постепенно восстанавливает ее.

3.10. К механизму формирования краевых ледниковых образований

На Восточно-Европейской равнине платформенные разломы, контролирующие размещение поясов краевых образований концентрически охватывают с юга и юго-востока Балтийский кристаллический щит. Эту особенность расположения краевых гряд валдайского, калининского и московского оледенения отмечали многие исследователи и она вошла в учебники по общей геологии.

М.Саурамо (Sauramo, 1955) обратил внимание и на другой геологический аспект - на совпадение простирания краевых грядовых поясов с флексурными перегибами и разрывными нарушениями в чехле и фундаменте платформы. Эти нарушения были названы линиями перегиба или шарнирными линиями. М.Саурамо считал, что шарнирные линии в форме концентрических кривых плавно огибают Фенноскандинавский центр оледенения и фиксируют положение края ледников различных эпох и их крупных стадий. Отсюда совпадение простирания и сопряженность разрывных шарнирных линий с конечно-моренными (краевыми) поясами. Причину образования шарнирных линий М.Саурамо связывал с неравномерной ледниковой нагрузкой.

В последующем схема М.Саурамо была уточнена В.К.Гуделисом (1973) и А.А.Никоновым (1977). По их данным шарнирные линии представляют собой как флексурные изгибы, так и разломы, они не столь плавны, как в схеме Саурамо, нередко изломаны в плане и подчинены структуре региона. Вопрос о шарнирных линиях подытожен Э.А.Левковым (1980), который пришел к выводу, что эти линии следует

рассматривать как неотектонические нарушения, они на значительных отрезках соответствуют разломам, возникшим на платформенном этапе и затем возрожденным. По Левкову разрывные нарушения шарнирных линий, вместе с тем “обнаруживают связь с ходом дегляциации и их следует относить к гляцигенно-активизированным зонам” (стр.242).

Таким образом, считается что до наступления ледникового периода, разломы, к которым впоследствии приспособились шарнирные линии, уже существовали. Ледник активизировал разломы, создал концентрическую сеть шарнирных линий и сформировал вдоль них пояса конечных морен.

Вдоль разломов шарнирных линий, или их отрезков, многими исследователями фиксируются вертикальные блоковые поднятия, что, по мнению сторонников оледенений, ставит вопрос “какое по отношению к ледниковому покрову крыло разрывной зоны воздымалось, а какое опускалось” (Левков, 1980, стр.243). Механизм этих явлений рассматривался А.А.Никоновым, Э.А.Левковым, А.С.Лавровым, Ю.Г.Чугунным, А.В.Матошко. В обобщенном изложении Э.А.Левкова (1980) он сводится к следующему: “При наступании ледника происходило нагружение (ледником) проксимального крыла разлома, что вызывало нисходящее опускание данного крыла. При дегляциации же первым всплывал раньше освободившийся ото льда дистальный блок, а это еще больше увеличивало амплитуду смещения” (стр.243). При таком ледниково-клавишном механизме блоковых движений по унаследованным разломам амплитуда вертикальных поднятий составляла десятки, иногда 60-100 м (Левков, 1980).

Соглашаясь с данными по вертикальным дифференцированным движениям по разломам, нельзя не отметить, что авторы таких построений не рассматривают разломно-дисклокационые процессы, вызванные эндогенными причинами и целиком полагаются на гляциоизостазию. Геолого-тектонические и геофизические доказательства малоосновательности теории гляциоизостазии приведены в одном из начальных разделов книги. Вместе с тем, учитывая, что разломные зоны шарнирных линий сопряжены с краевыми поясами вопрос ледниково-клавишного механизма движений по разломам приобретает принципиальное значение. Прежде всего возникают два вопроса.

1. Какова была мощность ледника в краевой зоне, вызвавшая знакопеременные движения по разломам.

2. Насколько обоснованы утверждения об остановке фронта ледника на означенных крыльях разломов.

Относительно первого вопроса имеются различные мнения. Э.А.Левков (1980, стр.189), ссылаясь на материалы гляциологов, считает, что фронт ледника имел толщину льда порядка 30 м, Ю.А.Лаврушин и Ю.Г.Чугунный (1982, стр.89) полагают, что такой мощности ледника недостаточно и что толщина днепровского ледника на периферии ледниковой лопасти была не менее 100 м. В антарктическом и гренландском ледниковых покровах толщина фронтальной части льдов изменчива и, в зависимости от рельефа колеблется от первых десятков метров до 100-150 м. Видимо цифру 150 м следует взять за основу, тем более, что имеется приближенная природная модель эквивалентная такой толщине ледника. В.Станковский (Stankowsky, 1988) изучил реакцию давления толщи рыхлых отложений в основании насыпи, равное давлению 90-метровой толщи льда и реакцию давления рыхлой толщи в глубоком котловане, равную давлению 170-
180-метровой толщи льда.

Наблюдения показали, что имевшие место статичные нагрузки не ведут к нарушению сплошности отложений или какой-либо их деформации ни в основании насыпи, ни разрезе котлована.

Можно, конечно, директивно увеличить толщину ледника в его фронтальной части в 10 раз - соответственно до 1.5 км в краевой зоне и порядка 15-20 км в центре оледенения. Но лучше не уподоблять земную твердь плохо связанному плоту, когда

“ступание” ледника на проксимальное бревно утопляет его в плювиальной хляби, и снова воздымает после перенесения тяжести на дистальное.

Что касается второго вопроса, то вряд ли авторы разработки могут доказать, что фронт ледника становился во “фрунт” на проксимальном, а равно на дистальном, крыле разлома на всем его протяжении, Те или иные лопасти ледника могли досрочно пересечь зону разлома, тогда как другие, “в связи с неровностями рельефа”, могли поотстать. А это нарушает весь теоретический ход гляциоизостатического механизма активизации разломных зон.

В весьма содержательной статье, опубликованной в журнале “Литосфера” (№ 1, 1994), Э.А.Левков и А.К.Карабанов при характеристике неотектонических разломов Беларуси и шельфа Балтийского моря уже не упоминают о гляциоизостатическом факторе и рассматривают вопросы разломообразования и неотектонических поднятий с позиций общей геотектоники. Это несколько неожиданно, так как эти авторы еще в статье 1992 г. писали о большой роли ледниковой нагрузки в активизации древних разломов Беларуси. В этом плане следует поддержать выводы названных авторов в публикации 1994 г. и рассматривать разломно-дислокационные процессы на платформе и щите с позиций общей геодинамики и общей геотектоники. Следует также руководствоваться материалами и выводами В.И.Бабака, В.И.Башилова и Н.И.Николаева (1982), установивших на Русской равнине зависимость расположения конечных “ледниковых” образований от живущей блоковой тектоники и определивших приразломный характер этих образований.

М.П.Гласко и Е.Я.Ранцман (1992) также пришли к выводам о решающей роли эндогенных неотектонических движений в формировании рельефа центра Русской платформы. По их данным Смоленско-Московская возвышенность и Клинско-Дмитровская гряда (считаемые Е.П.Зарриной, Д.Д.Квасовым, И.И.Красновым, другими учеными конечно-моренными образованиями московского оледенения) “приурочены к зонам сочленения крупных тектонических структур, которые отличаются значительными амплитудами смещения поверхность фундамента... Следовательно формирование этих морфоструктур обусловлено активностью дизъюнктивных нарушений фундамента, которые сквозь платформенный чехол отражаются в современном рельефе” (Гласко, Ранцман, 1992).

Таким образом, имеющийся обширный материал определенно указывает, что разломно-тектонические процессы, происходившие в позднем кайнозое на Восточно-Европейской платформе, включая Балтийский щит, имеют эндогенную природу. Происхождение системы разломов и генезис сопряженных с ними поясов краевых образований, образующих гигантскую дугообразную структуру, следует связывать с неотектоническим развитием крупнейшего в Европе выступа кристаллического фундамента - Балтийского щита.

Тектоническая активизация щита, знакопеременный тип сводовых движений, оживление авлакогенов Балтийской впадины и образование систем неотектонических разломов вызваны горизонтальным тектоническим давлением с северо-запада. На это указывает северо-западная ориентировка осей наибольшего горизонтального сжатия в горных породах Фенноскандии (П.Н.Кропоткин, 1971).

Второй вопрос, чем вызвано однонаправленное горизонтальное давление должен решаться в рамках концепции позднекайнозойского раскрытия и формирования океанической впадины Ледовитого океана и новейшего спрединговаго расширения океанического дна Северной Атлантики. Формирование котловины Северного Ледовитого океана в новейший тектонический этап доказывает Ю.Н.Кулаков (1983), он же указывает на интенсивные спрединговые явления в сопредельном Атлантическом секторе Арктики. О кайнозойском раскрытии впадины Ледовитого океана писали Б.Х.Егиазаров и др. (1977).

Знакопеременные - восходящие и нисходящие движения Балтийского щита привели не только к активизации разломной сети щита, но и вызвали волнообразное коробление погребенного кристаллического фундамента платформы, привели к

формированию системы концентрических разломов, отвечающих шарнирным линиям Саурамо. Эти разломы следует рассматривать как разломы зоны динамического влияния Балтийского щита.

Тектонические напряжения, возникающие в фундаменте платформы, концентрировались и реализовывались в определенных интервалах или зонах напряженности. При этом для разломообразования и формирования системы концентрических дугообразных разломов использовалась регматическая сеть разрывов ротационного происхождения - те из системы разрывов, которые совпадали с зонами тектонической напряженности или лежали в ее поле. Отсюда неполная дугообразность разломов, изломанность и фестончатость их в плане.

Разломы, сформировавшиеся в зоне динамического влияния Балтийского щита, относятся к типу адаптивных разломов, приспособившихся к регматической сети разрывов и унаследовавших их крутое падение. Дальнейшее развитие системы дугообразных разломов происходило преимущественно в режиме горизонтального тектонического сжатия. На это, прежде всего, указывают установленные многими исследователями вертикальные (взбросовые) блоковые поднятия, вертикальные перемещения крыльев разломов с элементами надвигания одного крыла на другое, а также чешуйчато-надвиговый тип надразломных структур чехла. О развитии разломов в режиме горизонтального тектонического сжатия свидетельствуют многочисленные данные о выведении по ним на поверхность отторженцев - аллохтонных пластин пород глубоко залегающего чехла.

Некоторые разломы шарнирных линий существуют в режиме растяжения, например, Балтийско-Ладожский глинт, по которому установлены сбросы с амлитудой 20-50 м (Э.Ю.Саммет, 1961). Существование системы разломов в режиме тектонического сжатия, взбросовые и, возможно, сдвиго-взбросовые движения по ним, привели к дислокационным нарушениям пород платформенного чехла, к формированию надразломных и приразломных чешуйчато-надвиговых структур, все еще относимых к краевым ледниковым образованиям.

Тектонический генезис поясов краевых образований основывается на системе данных, образующих единый парагенетический ряд.

1. Сопряженность сквозьчехольных разломов фундамента и краевых грядовых комплексов, совпадение простирания разломных зон и поясов краевых образований, надразломное или приразломное положение последних.

2. Субвертикальные (взбросовые) движения по разломам, сопряженным с краевыми образованиями.

3. Чешуйчато-надвиговая (скибовая) структура краевых образований, как результат взбросо-надвигового перемещения по вторичным разрывам чешуй платформенного чехла.

Заключения по первым двум пунктам сделаны по материалам собранным и подтвержденным самими сторонниками оледенений и вполне согласуются с их выводами (о чем свидетельствует большой объем материалов, приведенных в начале раздела). Чешуйчато-надвиговое строение краевых образований также установлено, в основном, сторонниками их ледникового происхождения. Малоосновательность ледниковой точки зрения и всего ледникового механизма их формирования показана ранее.

Тектоническое происхождение краевых образований основано на отмеченных в п.п.1-3 фактах и обусловлено самим механизмом взбросовых смещений по разломам. Как известно, различаются следующие типы взбросовых тектонических перемещений: а) близвертикальные восходящие перемещения блоков фундамента, ограниченных разломами; б) надвигание одного крыла разлома на другое; в) перемещение сколовых пластин вверх по восстанию разлома. В природе наблюдается сочетание этих типов смещений.

Моделирование взбросовых процессов проводилось рядом исследователей. А.Сэндфорд (1959; приводится по Р.Б.Крапивнеру, 1992) на моделях показал, что при медленном поднятии прямоугольного жесткого штампа максимальные напряжения и деформации концентрируются над вертикальными боковыми гранями штампа. В этих зонах в связи с наличием поперечной упругой деформации слоев, помимо вертикальной, появляется горизонтальная составляющая смещения, величина которой возрастает вверх по разрезу. Над боковыми гранями штампа возникают криволинейные, выпуклые вверх взбросы, сместители которых выполаживаются в сторону относительно опущенного блока.

М.В.Гзовским (1975) также было показано искривление траекторий упругих напряжений в опытах с прямоугольным штампом. Он установил, что приповерхностное выполаживание вторичных разрывов выражено наиболее четко, если главные разломы являются взбросами.

Результаты моделирования показывают, что в природных условиях при блоковых вертикальных поднятиях формируются крутопадающие выпуклые вверх вторичные взбросы, которые вблизи дневной поверхности выполаживаются и переходят в надвиги. При этом выпуклая вверх форма сместителя вторичных взбросов является причиной возникновения поверхностных надвигов. В тех случаях, когда вторичные взбросы выполаживаются и по восстанию переходят в плоскости межпластового скольжения над ними формируется складка, или серия складок надвигового типа. Падение крыльев складок (чешуй, скиб) может быть крутое или более пологое, ориентировано оно в сторону поднятого борта главного разлома.

В крутопадающих разломах адаптивного типа, каковыми являются разломы шарнирных линий, процесс взбросового скалывания пород может происходить до выполаживания сместителя до угла порядка 45°, более характерного (но необязательного) для структур скалывания и взбросов, возникающих при одноосном горизонтальном тектоническом давлении. Поэтому в адаптивных разломах-взбросах объем и количество сколовых пластин может быть выше, чем в новообразованных взбросах. В соответствии с результатами моделирования и данными геологических исследований, выположенные взбросовые пластины выводятся на поверхность. В дальнейшем при продолжающемся тектоническом сжатии происходит выдавливание пластин-чешуй, их некоторое надвигании на поверхностные отложения, скучивание в грядовые надразломные и приразломные морфоструктуры чешуйчато-складчатого строения. Падение надвиговых складок зависит от вектора надвиговой (взбросовой) составляющей и направлено в сторону поднятого крыла разлома. В условиях преобладающего геодинамического влияния Балтийского щита на северо-западную часть Русской равнины, происходило некоторое надвигание, а чаще всего давление северных бортов разломов на южные, что вызывало падение выведенных пластин-чешуй в северном направлении. На территориях динамического влияния Украинского щита могут иметь место и обратные азимуты падения надвиговых чешуй.

Для рассматриваемых платформенных взбросов величина надвигания одного крыла разлома на другое невелика, обычно несколько десятков метров. Чаще всего взбросовая составляющая выражена в вертикальных перемещениях бортов разлома - в блоковых дифференцированных движениях с амплитудой порядка нескольких десятков метров, реже более. Реализация горизонтальных сжимающих напряжений, в основном, происходит посредством перемещения по восстанию разлома сколовых пластин, выведения их на поверхность и вовлечения в надвиговой дислокационный процесс приповерхностных пород и отложений. Приповерхностные надвиговые перемещения могут достигать нескольких сотен метров.

В строении рассматриваемых приразломных структур помимо пластов и чешуй разреза чехла (являющихся отторженцами) участвуют четвертичные отложения, в том числе “морена”. Генезис “морены” рассматривается в специальной главе, здесь можно отметить, что “морены”, зажатые между надвиговыми пластинами или подстилающие

их, имеют признаки тектоно-динамического воздействия и их следует относить к брекчиям трения.

Помимо разрывных структур субширотного простирания, важное значение имеют радиальные разломы, поперечные им. Эту систему разломов еще 100 лет назад выделил А.П.Карпинский и она носит название “линии Карпинского”. К числу наиболее крупных радиальных разломов относятся Кандалакшская, Онежская, Ладожская и Чудская зоны. По ряду признаков радиальные разломы являются сдвигами (и взбросо-сдвигами). Система сдвиговых разломов установлена в Кандалакшском и Ладожском грабенах (В.Г.Чувардинский, 1989, 1992). Имеются признаки сдвиговых смещений по радиальным разломам в Онежской структуре и Чудской зоне разломов. С радиальными разломами связано формирование ряда дислокационно-отторженцевых структур, что рассматривается в соответствующем разделе.

3.10.1. Краевые образования и соляные структуры

Из приведенных материалов достаточно определенно вытекает, что неотектоническая активизация разломов, движения по ним привлекаются сторонниками оледенений в качестве первопричины образования трещин в краевой части ледникового покрова, для их последующего заполнения ледниковыми отложениями.

Однако, в ряде районов Европы для формирования конечных морен не потребовался разломно-тектонический фактор. В таких районах не разломы фундамента способствовали леднику формировать конечные морены, а растущие соляные структуры. Сведения о таких необычайных процессах суммированы в книге Э.А.Левкова “Гляциотектоника” (1980). Они излагаются ниже. Наблюдениями Г.Штайнерта на Северо-Германской низменности было установлено, что “конечные морены повторяют контуры подземных соляных структур, огибая их вершины”.

По Г.Штайнерту для образования конечных морен ледник использовал складки на поверхности соляных структур, активизировал рост соляных штоков, что затрудняло движение ледника, вызывая его остановку и как следствие этого -формирование конечных морен. Довольно сложный механизм, особенно если учесть, что “конечные морены” повторяют контур подземных соляных структур. Г.Фите в восточной части Германии в крупных соляных структурах (соляные шахты Шперенберг, Сагенберг, Люндберг) также установил приуроченность краевых образований к соляным куполам.

В Дании И.Мадирацца отметил прямую зависимость расположения конечных морен от контуров соляных структур. Он установил, что соляные структуры, вмещающие конечные морены, растут дифференцированно, путем неравномерного поднятия отдельных штоков, что создает сложный холмисто-моренный рельеф поверхности куполов.

В Припятском прогибе по данным Э.А.Левкова также наблюдается рост многих соляных куполов, при этом конечные морены группируются у бортов куполов. Представляют интерес также данные В.Г.Бондарчука (1961) о связи между соляными структурами в Припятском прогибе и Донецко-Днепровской впадине и краевыми образованиями, а также с крупными отторженцами.

Авторы ледниково-солянокупольного происхождения конечных морен не приводят материалов по строению шляпы (кепрока) соляных структур, не касаются вопросов воздействия растущих соляных куполов на вмещающие и перекрывающие отложения. Вместе с тем уже достаточно давно известно, что соляные купола нередко окружены оторочками и валами грубообломочных масс, состоящих из обломков пород,

поднятых из разреза чехла при росте соляных структур. И.В.Мушкетов и Д.В.Мушкетова (1935) указывают, что соляные купола в Румынии окружены брекчией из черных глин, содержащих обломки нижележащих олигоценовых отложений, юрских известняков и даже гранитов. По тем же данным в Алжире, Испании, Германии, Италии соляные структуры окружены аккумуляциями обломочных пород, проткнутых солью, а также поднятых апикальными частями куполов. При этом в Каталонии и Андалузии соляные купола выносят на поверхность даже обломки зеленокаменных пород.

Соляным куполам Волго-Эмбенской области также присущи процессы выведения на поверхность обломков перекрывающих и вмещающих пород, с образованием своеобразной брекчии трения "в состав которой входят обломки и громадные глыбы самых разнообразных пород и отложений" (Д.В.Наливкин, 1962). Г.Н.Сапфиров (1982) указывает, что мощности каменных шляп, венчающих соляные купола, могут достигать нескольких десятков метров и более, Шляпы содержат в себе набор разных по составу пород чехла, поднятых до поверхности.

Таким образом, соляные структуры выводят на поверхность брекчии трения, сложенные породами из разреза чехла, громадные глыбы (отторженцы) и даже обломки кристаллических пород. Большие массы обломочного материала выводят к поверхности шляпы соляных куполов. Эти отложения сползают с растущих соляных куполов к их основанию, заполняют складчато-разрывные отрицательные формы на поверхности структур и формируют "моренные гряды" и "моренные" отложения.

Этим и объясняется, подмеченное Г.Штайнертом, огибание "конечными моренами" вершин соляных куполов и повторение ими контуров подземных соляных структур. Утверждать ледниковый механизм этих явлений значит предполагать несколько мифические способности ледника к геологическому картированию.

С рассматриваемой проблемой связан и вопрос нахождения в "моренах" соляных валунов. Валуны галитов нередки в четвертичных отложениях Беларуси, Литвы, найдены они в российских областях и используются для доказательства ледникового генезиса этих отложений. Ледниковое происхождение валунов галита аргументируется тем, что "палеогеографические условия плейстоцена в области материковых оледенений не допускает выходов эвапоритовых отложений на поверхность (Э.А.Левков, 1980, стр.245), Формула "только ледник", конечно, удобна, но геологические исследования разных авторов показывают, что выведение отторженцев и валунов галитов в составе соляных брекчий явление достаточно обычное для активно растущих соляных куполов. Поэтому нахождение валунов галитов в "морене" как раз указывает на ее неледниковый генезис.

3.11. Отторженцы, дислокации

Помимо дислокаций и отторженцев, входящих в структуру "краевых образований", на Восточно-Европейской равнине и в Западной Сибири имеются многочисленные отторженцы и дислокации, связанные с разломами других систем и диапировыми структурами. Наиболее хорошо эти образования изучены в Беларуси, на Украине, в Западной Сибири, при этом дислокации и, особенно, гигантские отторженцы принято рассматривать как иллюстрацию огромной выпахивающей и транспортирующей деятельности ледника.

Самым крупным сосредоточением грандиозных отторженцев является Вышневолоцко-Новоторжский вал в Тверской области. Его длина 120 км, ширина 10-15 км, относительная высота 70-87 м (А.Н.Москвитин, 1938; Д.Б.Малаховский, Э.Ю.Саммет, 1982). Согласно этим исследователям часть отторженцев, составляющая вал, принесена ледником из района Валдая за 150 км (каменноугольные породы), а другая (отложения кембрийской и ордовикской систем) за

330 км из района Финского глинта. Первоначальное местоположение верхнедевонских отторженцев вала не определено.

Гигантский Рованичский отторженец кембро-силура в Беларуси считается перенесенным из района Финского глинта за 500 км (Е.В.Шанцер, 1966). Д.Б.Малаховский и А.В.Амантов (1991) удлиняют это расстояние до 600 км, но сохраняют начальное и конечное его местоположение. Однако рекорд пока остается за феноменальным отторженцем олигоценовых песков в низовьях Иртыша, который по О.Н.Жежель и др (1971) принесен ледником за 650 км из верховий р. Сев.Сосьва, где имеются обнажения этих песков. (В районе отторженца олигоценовые пески слагают разрез осадочного чехла на глубине 400 м).

Открытия все большего числа гигантских отторженцев у некоторых сторонников оледенений не всегда вызывают былой энтузиазм, так как грандиозность явления и многосоткилометровая ледниковая транспортировка "целых гор" не вписывается даже в ледниковые каноны. Некоторые геологи даже пишут "о непонятности механизма перемещения ледником целых гор" (А.И.Москвитин), другие указывают, что порой "проявления механической роли ледников настолько грандиозны, что мы становимся перед ними в тупик" (В.Г.Хименков). А Н.И.Кригер предлагает искать новые модели и механизмы для объяснения подобных природных феноменов.

Классификация имеющихся моделей ледникового образования гляциодислокаций и перемещения отторженцев выполнена Э.А.Левковым (1980). Основными модельными механизмами являются:

1. Бульдозерный эффект - срыв ледником крупных блоков и пакетов горных пород и последующее их перемещение бульдозерным способом.

2. Действие ледника наподобие колоссального плуга, который выпахивает ложбины и перемещает отторгнутый материал на сотни километров.

3. Срыв блоков и пакетов пород под покровом льда, в результате горизонтального напора льда, и затаскивание пород по плоскостям внутриледниковых сколов.

4. Выдавливание ледником податливых отложений, срыв их и ледниковое перемещение.

Указанные модели были критически рассмотрены Э.А.Левковым (1980), который пришел к следующим выводам.

1. Гипотеза бульдозерского эффекта отторжения и перемещения ледником гигантских отторженцев на сотни километров вызывает большие трудности. Для образования мощных гляциодислокаций и отторжения громадных блоков пород и отложений требуется тангенциальное давление ледника в сотни кг/м^2, которое неспособен иметь ледник в своей краевой зоне. К тому же толщина отторженца иногда оказывается больше толщины льда в этой зоне.

2. Гипотеза эффекта большого ледникового плуга, выпахивающего ложбины и перемещающего выпаханные толщи отложений, Э.А.Левковым не анализируется. Надо сказать, особой четкостью гипотеза большого плуга не отличается. Не перепутали ли авторы гипотезы местоположение тягловой силы. Обычно волы идут впереди плуга. Если же ледник толкает плуг без волов, то это будет лишь разновидность бульдозерной гипотезы. Критику можно ограничить пунктом 1.

3. Ряд трудностей, по заключению Э.А.Левкова, вызывает и гипотеза отчленения и срыва пакетов пород под ледником и затаскивание их в ледниковую толщу по плоскостям внутриледниковых сколов. Разновидностью этой модели является предполагаемое внедрение в толщу ледника диапировых структур. Все эти процессы по мнению автора модели Ю.А.Лаврушина (1976) происходят "под покровом льда внутри ледникового щита". Э.А.Левков справедливо указывает, что ближе к центральным частям ледникового покрова скалывающие усилия ледника (и без того слабые В.Ч) ослабевают. Поэтому глубоко во льду трудно ожидать больших напряжений.

К этой критике можно добавить что в покровных ледниках не существует внутриледниковых сколов таких феноменальных размеров, чтобы по ним можно было затащить внутрь ледника такой пояс отторженцев как Вышневолоцко-Новоторжский вал или гигантский отторженец Раушские горы в Германии, или другие значительно меньшие отторженцы. В современных ледниках по внутриледниковым сколам затягиваются тонкие миллиметровые и сантиметровые прослои рыхлых отложений, да и то неглубоко. На схеме Ю.А.Лаврушина (1976, фиг.87 в книге Лаврушина) изображено затаскивание отторженцев до центральных частей разреза ледникового щита. Ни бульдозерный эффект, ни эффект большого плуга не могут освоить этот механизм. Для того, чтобы внедрить отторженцы в тело ледника и поднять их на высоту до 1/2 толщины ледника, видимо, требуется эффект большого домкрата.

Трудно ожидать сохранения отторженцев осадочных пород, в том числе глин, песков, при их бульдозерном толкании или волочении по пересеченной местности на расстояния в сотни километров. Видимо поэтому в книге "Геология СССР" (1962, стр.145) предлагается усовершенствованный бульдозерный способ отторжения и перемещения отторженцев, которые происходят, "когда острый край ледникового покрова, встречая препятствие, врезается под него, поднимает оторванную глыбу на свою поверхность и переносит, иногда на сотни километров". Это самый удобный способ захвата и переноса отторженцев, но прямые наблюдения за движением ледникового покрова Антарктиды показывают, что "у препятствий (скалы) движение ледника может прекратиться полностью, что отмечено у пос.Мирный" (К.К.Марков и др. "География Антарктиды", М., 1968). Поэтому на врезание ледника под выступы горных пород и последующее поднятие оторванных отторженцев "на поверхность ледника" трудно рассчитывать.

Если бы ученые обратились к результатам изучения динамики современных ледников, то все перечисленные гипотезы можно было бы благополучно сдать в архив. Гляциологи, изучающие современные ледники видят совсем иные процессы, чем это требуется для обоснования четвертичного оледенения и разного рода ледниковых эффектов. В.Г.Ходаков в книге "Снега и льды Земли" (1969) пишет: "Непосредственные исследования наступающих горных ледников (обладающих бóльшей энергией, чем покровные ледники В.Ч.) показывают, что они натекают на препятствия и действуют не как бульдозер, а скорее как гусеницы трактора" (стр.74).

Э.А.Левков развивает гипотезу выдавливания пластов пород из-под края ледника и скучивания их в скибовые сооружения. Как всегда, идея заимствована у западных сторонников оледенений. Р.Б.Крапивнер (1992а), в рамках широкой критики гляциотектонических гипотез, подверг критическому анализу и эту гипотезу и показал, что породы ледникового ложа не могут быть проведены в предельное напряженное состояние и не могут быть дислоцированы ледником.

Однако модель Э.А.Левкова имеет и положительные стороны. Следует, прежде всего, отметить приводимый им большой и разносторонний фактический материал. Кроме того, модель Левкова по существу показывает (и это надо признать), что ледник не мог создать те гигантские дислокации и транспортировать отторженцы, которые фигурируют в геологической литературе, как примеры масштабной деятельности ледника.

На основании данных по изучению физико-механических свойств горных пород и рыхлых отложений Э.А.Левковым проведена их классификация по степени устойчивости к воздействию ледникового давления (1980, стр.189-191):

1. Слабые грунты - увлажненные глины, бурый уголь, торф, мергель, мел, тонкая супесь, которые под давлением ледника могут быть приведены в напряженное состояние и выдавлены из-под него.

2. Среднеустойчивые грунты - гравийно-галечные отложения, морена, разнозернистые пески, валунные пески и тому подобные отложения. Физико-механические свойства этих отложений позволяют выдерживать ледниковую нагрузку без каких-либо нарушений, или же для нарушения их сплошности необходима толщина

ледника в краевой зоне до десятков километров, что пока не допускается ледниковой теорией.

3. В третью группу объединены породы жесткого основания - известняки, доломиты, песчаники, сланцы и все кристаллические породы. Они могут выдержать любое ледниковое давление, в том числе наклонную полубесконечную нагрузку (введена Э.А.Левковым).

С такими выводами можно согласиться, но с одним замечанием: в условиях вечной мерзлоты (а таковая в условиях вечной ледниковой зимы должна предусматриваться теорией) глинистые породы по прочностным свойствам приближаются к полускальным, жестким грунтам (Цытович, 1973). Будучи в вечномерзлом состоянии, подобные породы приобретают большие прочностные свойства и переходят в группу среднеустойчивых пород, “благополучно” выдерживающих ледниковое давление.

Вместе с тем, бóльшая часть дислокаций и отторженцев сложена породами и отложениями среднеустойчивой и “жесткой” групп - известняками, “мореной”, галечниковыми песками, доломитами, разнозернистыми песками. И, хотя Э.А.Левков указывает, что если под породами, неподдающимися воздействию ледника, лежат слабые грунты-глины, торф, мел, то может возникнуть эффект выдавливания и дислоцирования пород, это условие соблюдается очень редко, а при существовании вечной мерзлоты оказывается недейственным.

На основании инженерных расчетов Э.А.Левков пришел к следующему важному заключению: ”В тех случаях когда вычислялась нагрузка, требуемая для приведения в предельное состояние грунтов с большим углом внутреннего трения (например для разнозернистых песков или песчано-гравийных отложений), оказывается, что для срыва подобных толщ необходимы мощности льда, значительно превышающие реально возможные (многие километры или даже десятки километров для краевой области” (Левков, 1980, стр.189).

Такая толщина ледника не предусматривается даже в центре оледенения и палеогеографы пока ограничиваются мощностями льда 3-4 км. Стало быть, от отторжения и дислоцирования ледником песчано-галечниковых, песчаных, валунно-песчаных отложений, а также известняков, доломитов, песчаников, гнейсов и других кристаллических пород необходимо отказаться. Или увеличить толщину ледника в краевой зоне до 10 км и более.

В этом плане представляют интерес многочисленные дислокации в четвертичных отложениях Карело-Кольского региона - в валунно-песчаных (“морене”), гравийно-галечниковых, разнозернистых песках, слагающих краевые образования, друмлины и грядово-холмистый рельеф. Эти дислокации в качестве ледниковых, рельефообразующих описаны А.Д.Лукашовым, В.А.Ильиным, С.И.Рукосуевым, Г.С.Бискэ, В.Я.Евзеровым, В.В.Колькой и другими. В отличие от Беларуси, где дислокации иногда подстилаются глинами и мелом, в Карело-Кольском регионе в подошве дислокацией залегают кристаллические породы архея и протерозоя. Поэтому, ледникового дислоцирования валунно-песчаных отложений происходить не могло (или же, как указывает Э.А.Левков, для этого потребовался бы ледник толщиной 10 км).

Особенности строения “гляциодислокаций” скибового типа

В платформенном чехле европейских равнин и Западной Сибири довольно широко распространены дислокации чешуйчато-надвигового (скибового) типа. По установившейся традиции их принято относить к гляциодислокациям

(гляциотектоническим дугам и гирляндам). В рельефе они выражены в виде серии кулисообразных гряд параллельных друг другу. В плане грядовые комплексы дугообразны или прямолинейны. Наиболее хорошо они изучены в Беларуси, где по данным Э.А.Левкова (1980) представляют собой аллохтонные чешуи платформенного чехла, надвинутые друг на друга. В строении этих чешуйчато-надвиговых сооружений принимают участие породы палеозоя (из нижних частей разреза чехла), мезозоя и кайнозоя.

Рассматриваемые дислокации, сопровождаемые отторженцами глубоких горизонтов чехла, считаются бескорневыми. Но вместе с тем установлена их сопряженность с разломами фундамента. По Э.А.Левкову, характерная черта скибовых нарушений заключается в их нередкой приуроченности к разломным зонам. При этом разломы прослеживаются в осадочном чехле с заметным смещением вплоть до фундамента (1980, стр.104).

Детальное изучение гляциодислокаций и проявлений неотектоники привели Э.А.Левкова к важным заключениям:

1) “Гляциотектонические гирлянды (дислокации складчато-чешуйчатого типа) отчетливо тяготеют к разломным зонам (1980, стр.240) и

2) “Парагенезис многих гляциодислокаций с разломами позволяет предположить, что первые являются своеобразными признаками активизации вторых” (1980, стр.254).

3.11.1. Механизм формирования “гляциодислокаций” и отторженцев

Платформенные разломы, контролирующие размещение “гляциодислокаций” и сопряженных с ними отторженцев, преимущественно принадлежат к системе радиальных разломов. Частью они связаны с диагональными субширотными системами разломов и рассмотрены в разделе “Конечно-моренные образования”.

Радиальные разломы, намеченные еще А.П.Карпинским, по ряду признаков следует относить к сдвигам. На это указывает большая протяженность (десятки, сотни километров), прямолинейность и сквозьструктурный характер разломов. К признакам сдвиговой природы разломов относится, развитие в зоне их динамического воздействия чешуйчато-складчатых структур (кулисообразного параллельно-грядового рельефа), относимого к “гляциодислокациям скибового типа”. Разломно-тектонический генезис этих дислокаций по существу предопределен их сопряженностью с разломами сдвигового типа или как цитировалось выше, “парагенезисом гляциодислокаций и разломов”. Дислоцированность осадочного чехла платформы, скучивание аллотонных пластин пород чехла в чешуйчато-надвиговые морфоструктуры является следствием реакции осадочного чехла на сдвиговые смещения по разломам фундамента. В этом плане дислокации и сопутствующие им отторженцевые фации могут рассматриваться как надразломные (чехольные) зоны динамического влияния сдвигов.

По существу подобные явления на моделях и в природе ранее были изучены С.Стояновым (1977) и Ж.Гамоном (1983) и описаны Р.Б.Крапивнером (1986) на о.Колгуев, на Ямале и на Камчатке. Результаты этих исследований сводятся к следующему: сдвиговые смещения по разломам фундамента (или жесткого основания), происходящие в результате одноосного горизонтального сжатия, вызывают в верхних горизонтах осадочного чехла реактивное сжатие, которое реализуется в образовании системы эшелонированных вторичных нарушений складчато-разрывного типа, имеющих на дневной поверхности диагональную, продольную или поперечную по отношению к сдвигу ориентировку. Система вторичных разрывов вниз по разрезу постепенно сливается с плоскостью главного (осевого) сдвига. Свободная топографическая поверхность способствует выведению на ту поверхность тектонизированного материала по вторичным взбросам, возникающих в секторах сжатия осевых

сдвигов. Взбросовый тип перемещения этого материала наиболее хорошо выражен, когда смещение по сдвигам осуществляется в обстановке дополнительного поперечного сжатия. В результате происходит выведение по восстанию разломов аллохтонных пластин, которые на поверхности группируются в чешуйчато-надвиговые морфоструктуры, расположенные субнормально, под углом 45° или близпараллельно главному разлому.

Анализ деформаций осадочного чехла над сдвигами в фундаменте также приводился М.Чиннэри, В.С.Буртманом, В.Ярошевским, И.П.Кушнаревым. Модели развития чехольных дислокаций над сдвигами и в зонах динамического влияния сдвигов рассматривались С.И.Шерманом и др. (1983), Н.Д.Осокиной и Т.Ю.Цветковой (1987), Ю.Л.Ребецким (1987), Р.Б.Крапивнером (1986, 1990, 1992). По исследованиям Н.Д.Осокиной и Т.Ю.Цветковой (1979, 1987) наибольшие напряжения в осадочном чехле возникают или непосредственно над сдвигами или вблизи их. Чем масштабнее сдвиговые смещения по разломам фундамента, тем сильнее выражены дислокационно-разрывные явления в перекрывающем чехле, особенно в его поверхностной части.

Выводы этих исследователей подтверждаются экспериментальными работами В.Л.Емеца, В.А.Корчемагина и др. (1987), которые установили, что в результате развития сдвиговых смещений в фундаменте в вышележащем осадочном чехле образуется серия деформаций и разрывов.

В зависимости от нарастания сдвиговых смещений в фундаменте этот процесс подразделяется на три стадии.

1. Пластические деформации и складкообразование в вышележащих отложениях.

2. Пластические деформации с одновременным развитием разрывов.

3. Формирование шва разлома, прорастающего сквозь чехол.

На первой стадии наблюдается относительно равномерное распределение деформаций, характерных для сдвиговых зон.

На второй стадии происходит образование полос дробления и смятия, формируются системы разрывов косой и поперечной к сдвигу ориентации и серии эшелонированных складок.

На третьей стадии дислокационный процесс перемещается в более обширную зону динамического влияния сдвига, где образуются оперяющие разрывы сжатия (взбросы) и растяжения (сбросы, раздвиги). В работе Ю.Л.Ребецкого (1987) эти выводы подтверждаются и детализируются. В частности, указывается, что в первой стадии дислокационно-сдвигового процесса в приповерхностной части осадочного чехла образуется система складок волочения (имеющих грядообразную форму), ориентированная под углом 35-50° к разлому. По мере развития горизонтальных смещений в фундаменте этот угол уменьшается до 10-15°. В начале второй стадии вблизи оси разлома-сдвига происходит образование дизъюнктивных нарушений, причем сначала простирание первой поперечной системы вторичных дислокаций составляет угол 80-85° по отношению к осевому разлому, а плоскости разрывов приобретают пропеллерообразную изогнутость. На более поздних стадиях они приобретают “S”-образную форму. Вторые системы дислокаций имеют диагональное простирание и образуются в заключительной фазе. Простирание разрывов и пластин идет под углом 15-30° по отношению к осевому сдвигу. В процессе сдвигания этот угол уменьшается.

Работа Ю.Л.Ребецкого важна и в плане механизма формирования безкорневых дислокаций. Им установлено, что локальные максимумы тектонических напряжений сосредоточены вблизи поверхности чехла и у его подошвы - у границы фундамента. Поэтому сколовые и пликативные нарушения получают широкое развитие в поверхностных частях разреза, - затухают в средней его части и вновь проявляются близ кровли коренного основания. Такое распределение деформаций в разрезе чехла имеет место на первом и втором этапе развития дислокационного процесса. При масштабных горизонтальных смещениях в фундаменте зона вторичных разрывных нарушений и

смещений в поверхностной части чехла смыкается с его приподошвенной частью, проявляясь и в средней части разреза чехла.

Из работ, посвященных изучению структур, образующихся в осадочном чехле при сдвигах в фундаменте, представляет интерес также монография И.П.Кушнарева, П.И.Кушнарева и К.М.Мельниковой “Методы структурной геологии и геологического картирования” (1984). В ней показано, что деформация сдвига фундамента в перекрывающем чехле раскладывается на две составляющие, одна из которых создает структуры сжатия, а другая растяжения (рис.66).

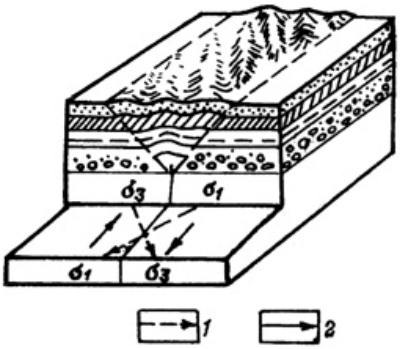


Рис.66. Поверхностные кулисообразные складки, возникающие при сдвигах в фундаменте (по И.П.Кушнареву и др,. 1984)

1 - оси деформации; 2 - направление сдвиговых смещений

Структуры сжатия обычно приобретают форму кулисообразных складок и разрывов взбросового типа и образуют грядовый рельеф. По ширине этих образований можно косвенно судить о мощности осадочного чехла (или масштабности сдвиговых смещений в фундаменте). Схема развития дислокационного процесса в отложениях чехла и надсдвиговой зоне показана на рис.67. Такие параллельные грядовые комплексы Э.А.Левков (1980) и другие авторы относят к гляциотектоническим (рис.68).

Несколько иное расположение вторичных структур и иная их морфологическая выраженность наблюдаются при двуосном горизонтальном сжатии. По В.Ярошевскому (1981) последствия такого сжатия могут проявиться двояко - как концентрированное и как рассеянное действие. Концентрированное действие происходит в непосредственной близости к разлому или в его кровле и связано с перемещениями вдоль сдвигов. Рассеянное действие может проявляться 1) на участках, заключенных между параллельными сдвигами; 2) в высокой кровле над глубинными сдвигами; 3) без сдвиговых смещений - в результате общего горизонтального сжатия.

Складки и взбросо-надвиговые структуры в дислоцированной зоне рассматриваемого типа располагаются в виде кулисообразных валов или гряд, общая ширина поля которых ограничивается интервалом действия пары сил (рис.69).

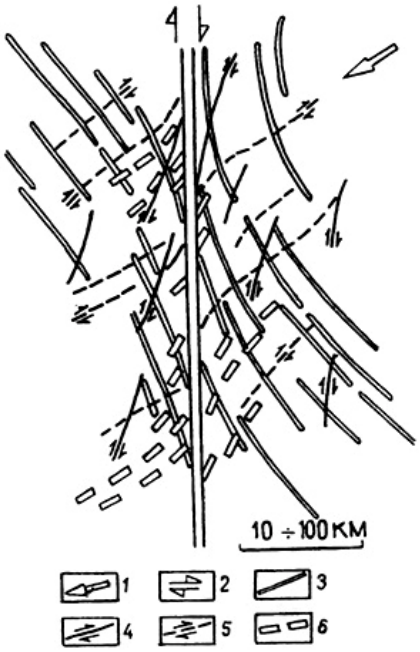


Рис.67. Схема (план) расположения структур, сопровождающих крупные сдвиги (по В.Ярошевскому, 1981)

1 - направление главного регионального сжатия; 2 - главный сдвиг с указанным направлением смещения; 3 - складки, взбросы и местные надвиги; 4 - второстепенные сдвиги с признаками сильного сжатия; 5 - второстепенные сдвиги с признаками растяжения и сбросы; 6 - зоны растяжения

Вопросы развития зон бескорневых дислокаций - разрывных и пликативных подробно рассматриваются в монографии Р.Б.Крапивнера (1986), показавшего тождественность этих структур “гляциотектоническим”. На основе полевого изучения большого количества разрезов дислоцированных толщ на о.Колгуев, на Ямале и Камчатке он по существу пришел к аналогичным теоретическим выводам, что и названные исследователи. Из обобщений и выводов Р.Б.Крапивнера для решения проблемы краевых образований, гляциодислокаций и отторженцев наибольший интерес представляют следующие.

Если сдвиговые перемещения по разломам фундамента происходили в результате одноосного сжатия, то в верхних горизонтах осадочного чехла реактивное сжатие ориентируется по отношению к оси сдвиговой зоны под гораздо большим углом, величина которого может достигать 90° . Такое несовпадение между осями напряжений и деформаций объясняется эффектом свободной дневной поверхности, в сторону которой происходит выжимание тектонически скученного, разорванного аллохтонного материала. Особенно типичен процесс выдавливания этого материала на дневную поверхность когда перемещение по главному разлому происходит в условиях дополнительного поперечного сжатия. В результате взбросового

выведения материала на поверхность в рельефе формируются валообразные сооружения, в целом параллельные главному сдвигу (взбросо-сдвигу). Кроме того, на крыльях валов формируются чешуйчато-надвиговые структуры, фронт которых в целом параллелен общему простиранию надразломных валов, а надвигание пластов и чешуй происходит со стороны внутренних частей главного разрыва.

Выведение аллохтонных пластов пород вверх по восстанию сместителя еще более характерно для разломов взбросового типа. Ссылаясь на результаты математического моделирования Ж.С.Ержанова, А.К.Егорова, А.И.Гарагаш и на свои полевые наблюдения, Крапивнер указы-вает, что "амплитуда дислокаций, связанных с продольным сжатием, достигает максимальной величины на поверхности. Между кромкой главного разлома, секущего породы фундамента, и горизонтом приповерхностных дислокаций осадочного чехла обособляется значительный по мощности интервал разреза, внутри которого эти дислокации (особенно разрывные) как бы затухают. На самом деле пластические деформации при-сутствуют и здесь, но из-за их рассредоточенности они редко остаются замеченными" (Крапив-нер, 1986, стр.18).

Согласно анализу Р.Б.Кра-пивнера (1986) "геоморфологи-ческая выраженность сдвиговой зоны обусловлена объемным характером возникающих внутри нее деформаций при наличии свободной дневной поверхности, в направлении которой эти деформации распространяются наиболее легко. На поздних стадиях развития сдвиговая зона представляет собой линейный пояс смятия с большим числом разрывных нарушений различного типа и различной, но вполне закономерной пространственной ориентировкой". Рассматривая строение сдвиговых зон в вертикальном разрезе Р.Б.Крапивнер (1986) указывает, что "идеализированный поперечный разрез сдвиговой зоны должен представлять собой перевернутую трапецию, основание которой расположено на верхнем уровне развития дислокаций, а параллельно ей меньшая сторона совпадает с подошвой деформируемой толщи" (стр.75). По Крапивнеру, у сдвигов со взбросовой компонентой перемещения близ дневной поверхности происходит выполаживание сместителей в сторону лежачего бока с образованием надвиго-сдвигов или сдвиго-надвигов. Причиной этому является то обстоятельство, что у дневной поверхности минимальной становится вертикальная ось главных нормальных напряжений.

В работе 1990 г. Р.Б.Крапивнер развивает ряд положений и приходит к выводу: "Если выположенный сместитель разрыва пересекает топографическую поверхность, перемещение масс на глубине при наличии взбросовой компоненты неизбежно трансформируется в скольжение выжатой аллохтонной пластины непосредственно к поверхности. Вследствие этого образуется структуры, сходные с шарьяжами и выжатыми покровами" (1990, с.21). Такой

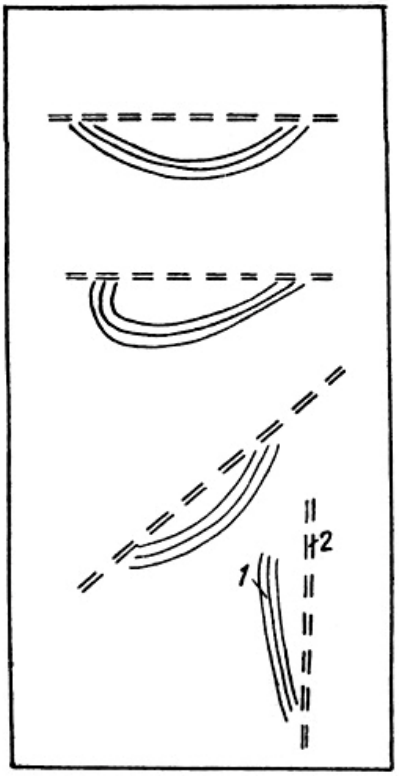


Рис.68. Сопряженность "гляциодислокационного" грядово-скибового рельефа с разломами фундамента (по Э.А.Левкову, 1980)

1 - скибовые нарушения; 2 - разлом

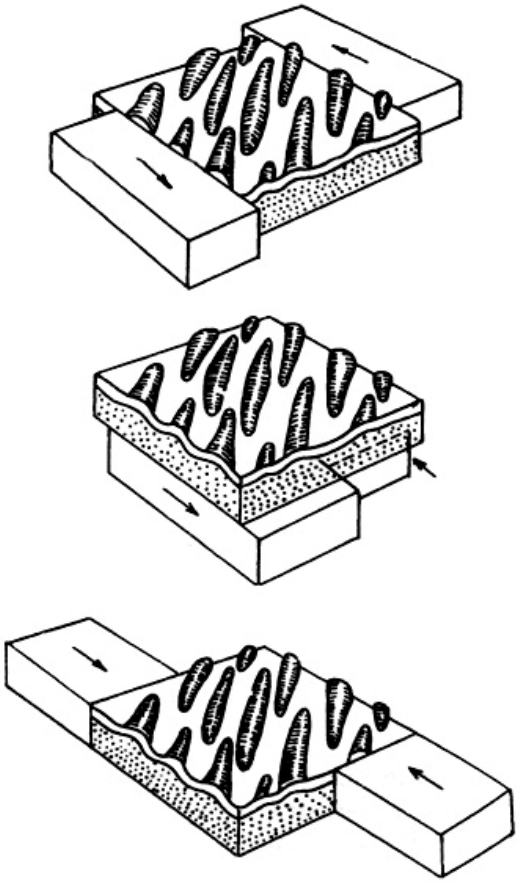


Рис.69. Система поверхностных кулисообразных гряд-складок, возникающих в чехле при сдвигах в фундаменте и при сжатии (по В.Ярошевскому, 1981)

механизм объясняет формирование скибовых структур краевых образований, а также отторженцев глубокозалегающего чехла.

Вопрос о бескорневых дислокациях сторонники ледникового их генезиса нередко ставят во главу угла, считая, что только ледник мог деформировать верхнюю часть разреза чехла, тогда как нарушения тектонической природы должны обязательно прослеживаться до фундамента.Как видно из изложенного материала, такая постановка вопроса неправильна. В тектонически активных зонах, особенно в зонах сдвигов, формируются как бескорневые пликативные и разрывные структуры, так и структуры,

пронизывающие надразломный осадочный чехол и смыкающиеся с разломно-сдвиговой зоной фундамента. Вообще в надсдвиговых структурах, особенно возникших на окончаниях сдвигов, поиски корней приповерхностных дислокаций следует вести не непосредственно под ними, а в направлении осевого сдвига. Выше уже указывалось, что амплитуда горизонтального смещения приповерхностных надвиго-взбросовых пластин может достигать сотен метров.

Можно согласиться со следующим выводом Р.Б.Крапивнера (1992): "распространенное мнение о бескорневом характере складчато-чешуйчатых дислокаций не соответствует действительности и обусловлено тем, что они относятся к категории структур покровного типа. Разломные "корни" этих структур скрыты от наблюдения в тыловых частях покровов" (стр.40).

Более полувека назад И.В.Мушкетов и Д.И.Мушкетов в ответ на недоумения геологов, безуспешно искавших и не находивших корней надвигов и покровов, указывали, что "их в сущности и не следует искать, потому что их не может и не должно быть... С точки зрения тектонической гипотезы скольжения, никаких корней быть не должно. Отдельные пакеты нагромождаются друг на друга в общем скольжении по наклонным плоскостям, отрываются от своего начального положения". (1935, стр.288).

Еще один аргумент сторонников ледникового генезиса бескорневых дислокаций заключается в утверждении, что дислокации осадочного чехла развиты только в границах четвертичных оледенений. Но и этот аргумент ошибочный. Большое количество приповерхностных бескорневых дислокаций в Среднем и Нижнем Поволжье (и в том и другом случае во внеледниковой зоне) изучено В.В.Бронгулеевым (1961). Складчатые и разрывные бескорневые дислокации известны в бассейне р.Мал.Цивиль (Чувашия), у Тетюшей на Волге, в бассейне р.Улемы (Татария), на р.Карла (Татария и Чувашия) в Самарской, Ульяновской областях, в бассейне среднего течения р.Урал и в ряде других районов. Известны бескорневые дислокации в Донбассе (Голубев, 1970), во внеледниковой зоне Западной Сибири (Генералов, 1983). Дислокации, описанные В.В.Бронгулеевым, развиты непосредственно с поверхности и проникают в чехол на глубину 20-40 м, реже до 70 м. Ширина дислоцированных зон достигает 1-1.5 км, протяженность до 7 км[1]. Что касается механизма формирования таких складок и надвигов, то в то время он действительно казался не разрешимым - так как в этих районах не предусматривалось оледенения. В связи с этим В.В.Бронгулеев (1961) писал: "Необъяснимым является полное угасание дислокаций внутри осадочного чехла, а не на контакте с кристаллическим основанием". Можно понять затруднения геологов того времени, когда на идеи горизонтальных движений в фундаменте (и вызываемых ими дислокаций в осадочном чехле) было наложено табу, а все объясняющий ледник далеко не достигал района дислокаций. Ныне же само наличие подобных дислокаций является указанием на горизонтальные движения в фундаменте. Так, В.И.Шевченко (1984) пишет, что на платформах "к наиболее общим признакам чешуйчато-надвиговых дислокаций можно отнести то, что они... охватывают только часть осадочного чехла, обычно не самую нижнюю и затухают с глубиной" (с.104).

В целом надо отметить, что бескорневые приповерхностные дислокации за пределами "границ оледенений" развиты реже: наиболее интенсивная тектоническая активизация Русской платформы в позднем кайнозое происходила в северной ее половине и "границы оледенения" отражают глубинные рубежи этой активизации.

---

[1] Ныне, с учетом данных бурения установлено, что, например, дислокации на р.Карле являются более крупными бескорневыми чешуйчато-надвиговыми структурами палеоген-послепалеогенового возраста. В их строении участвует несколько аллохтонных пластин, надвинутых друг на друга (Разломы и горизонтальные движения..., 1977).

Выводы

1. Чешуйчато-надвиговые (скибовые) морфоструктуры в поверхностной части разреза платформенного чехла, рассматриваемые рядом авторов, как гляциодислокации, имеют тектоническое происхождение. Их формирование связано с сдвиговыми смещениями по разломам фундамента и, вызванными этим, деформациями осадочного чехла. Выведение пластин и чешуй из разреза осадочного чехла на поверхность и скучивание их в приразломные чешуйчато-надвиговые дислокации является результатом преобразования сдвиговых напряжений во взбросовые на участках поперечного сжатия сдвигов.

2. Отторженцами являются как выведенные на поверхность чешуи осадочного чехла, так и изолированные и раздробленные крупные глыбы и блоки пород, выведенные по разломам из нижних горизонтов платформенного чехла.

3.12. Древние погребенные долины (“ложбины ледникового выпахивания”)

В пределах Восточно-Европейской платформы и в Западной Сибири широко развиты погребенные долины. Эти долины известны также как “переуглубленные долины”, поскольку днище их нередко лежит на десятки, и даже на сотни метров ниже уровня моря. Известны они под термином “ложбины ледникового выпахивания”. Большинство погребенных долин, или их отрезки, используются современными реками, но их эрозионный врез, по сравнению с глубиной погребенных долин, обычно незначителен.

Проблема генезиса погребенных долин дискутируется уже несколько десятков лет, но не решена до сих пор. Наибольший вклад в ее решение - как в деле получения важного фактического материала (связанного, в основном, с буровыми работами), так и в плане предложенных моделей формирования долин внесли акад. Г.И.Горецкий, Д.Б.Малаховский, И.Л.Кузин, И.Д.Данилов, А.В.Матвеев, Э.А.Левков, а на шельфе арктических морей - А.Н.Ласточкин.

Дискуссия развивается по трем направлениям. Наиболее многочисленная группа исследователей связывает формирование долин с ледниковым выпахиванием. Видными представителями этой концепции являются Г.И.Горецкий и Э.А.Левков.

Другие ученые считают, что долины в основе имеют эрозионное происхождение, а ледник лишь моделировал склоны долин и заполнил их рыхлыми отложениями (Д.Б.Малаховский, В.А.Чепулите).

Третья группа исследователей доказывает, что переуглубленные долины северной Евразии имеют эрозионный генезис и сформировались в конце неогена, когда уровень Полярного бассейна был на 200-300 м ниже современного (И.Л.Кузин, Г.У.Линдберг).

Древние переуглубленные долины врезаны в отложения платформенного чехла на глубину 200-280 м (Горецкий, 1974; Малаховский, 1969, 1985; Левков, 1980). По данным И.Л.Кузина (1963) в Западной Сибири наиболее глубокие врезы достигают глубины 300 и даже 400 м. При этом днища долин лежат ниже уровня моря на 100-150, а иногда на 260-280 м (Кузин и др., 1963; Горецкий, 1974). Нижние части погребенных долин иногда врезаны в кристаллические породы фундамента (Горецкий, 1974). Размеры долин разнообразны. Ширина измеряется от нескольких сотен метров до 5-25 км, а иногда и больше, длина - от нескольких километров до нескольких десятков и сотен километров. Протяженные переуглубленные долины установлены на севере

Западной Сибири и Европейском Севере, а также в Прибалтике и Белоруссии. Наиболее детально они изучены в Белоруссии, где получили название “ложбины ледникового выпахивания”. На значительных своих отрезках ложбины наследуются реками Неманом, Припятью, Зап.Двиной, Днепром, Березиной и некоторыми их притоками. Длина белорусских долин достигает 200-400 км (Матвеев и др., 1987).

Рассматриваемые долины выполнены рыхлыми отложениями кайнозойского возраста (от древнего и современного аллювия до “ледниковых”, озерных, морских и других отложений).

Важное значение для познания природы долин имеют особенности строения их бортов и ложа, возраст выполняющих их отложений. Такие материалы имеются в работах Г.И.Горецкого, который критикуя теорию речного, эрозионного генезиса долин, приходит к следующим обобщениям: “неречной генезис ложбин подтверждается крайней узостью некоторых ложбин - до 0.8 км, при огромной относительной их глубине - иногда до 180-250 м и большой крутизной склонов - до 30-35°, невыработанностью продольного профиля, чередованием глубоких западин и высоких перемычек... Глубокие погребенные ложбины не образуют сплошного цельного понижения, напоминающего речную долину, а расчленяются на ряд разобщенных ложбин различных очертаний” (Горецкий, 1974, стр.8). Согласно Г.И.Горецкому в резком противоречии с мнением о эрозионном происхождении погребенных долин находятся факты их сильного переуглубления. Так, в верхнем течении Западной Двины и Днепра отметки ложа долин лежат ниже уровня моря на 48-200 м, в среднем течении р.Неман до минус 88-160 м, а в низовьях Даугавы до минус 283.3 м (Горецкий, 1974, стр.9).

Строение бортов долин и выполняющих их отложений тоже не согласуется с мнением об их эрозионно-аллювиальной природе. По данным Г.И.Горецкого, Э.А.Левкова, Н.И.Кригера в погребенных долинах широко развиты “гляциодислокации” и отторженцы, своим происхождением обязанные “расклинивающему воздействию ледниковых языков на склоны ранее существовавших речных долин”. По Э.А.Левкову (1980, стр.94) основным типом гляционарушений в долинах считаются складчато-чешуйчатые (скибовые) системы из сорванных ледником из бортов долин и затем дислоцированных пакетов пород. Сорванные пласты либо удалены на некоторое расстояние от бортов долин, либо надвинуты на относительно молодые коренные породы и антропогеновые отложения, либо интенсивно дислоцированы и сохраняют связь с материнскими породами. Вертикальная амплитуда перемещения блоков-отторженцев достигает 120-250 м.

Итак, можно констатировать, что профиль погребенных долин неровный, для него характерно чередование замкнутых котловин и выступов; породы, слагающие борта и днище долин, дислоцированы, отторгнуты, рыхлые отложения смяты, скучены в чешуйчато-надвиговые сооружения, в строении которых широко участвует и “морена” и мезозой-палеозойские образования. Эти данные, конечно, не свидетельствуют в пользу чисто эрозионного происхождения погребенных долин и, казалось бы, окончательно подтверждают теорию их полного (или частичного) ледникового выпахивания. Не зря они фигурируют над термином “ложбины ледникового выпахивания”.

Вместе с тем, по данным Э.А.Левкова (1980) “сопоставление сети ложбин с системой платформенных.... разрывных нарушений обычно обнаруживают плановое соответствие тех и других: ложбины как бы нанизаны на разломные зоны”.

Эти важные данные подтверждены материалами опубликованными в книге “Тектоника Белоруссии” (1976): “В тесном парагенезисе с отторженцами находятся ложбины ледникового выпахивания. Для них свойственны глубины вреза до 100-200 м ширина в несколько километров и тяготение к разломам. При этом выявляются цепочки ложбин, вытянутые на 100 и более километров и как бы нанизанные на разломные зоны”.

Совпадение “ложбин выпахивания” и разломов уже важное основание для постановки вопроса о тектонической предопределенности ложбин, а наличие на их бортах отторженцев указывает на движения взбросово-сдвигового типа по этим ложбинам, указывают на

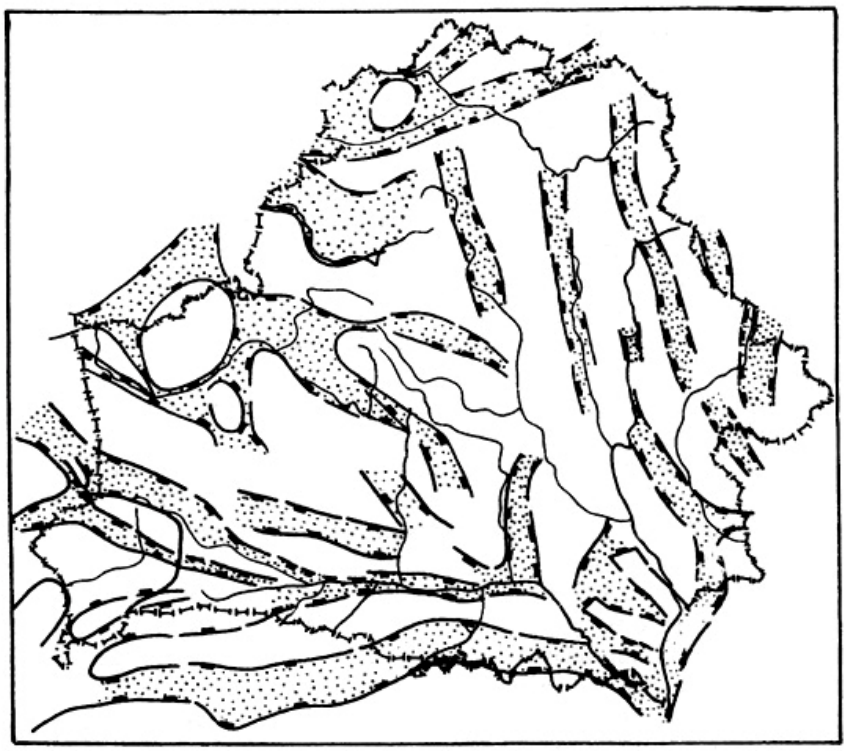
тектоническое отторжение блоков и пакетов пород и выведение их по плоскостям разломов на поверхность.

Но это не столь убедительные аргументы для сторонников ледниковой доктрины.

Но проблема неожиданно оказалась близка к иному разрешению в результате новых исследований в Белоруссии - стране классических “ледниковых ложбин выпахивания”. Результаты этих исследований опубликованы А.В.Матвеевым, Л.Ф.Ажгиревич, Л.П.Вольской и С.Л.Неделиным (“Геоморфология”, № 3, 1987). На основании дешифрирования космических снимков, с использованием результатов наземных (в том числе буровых) работ была составлена карта погребенных ложбин Белоруссии (рис.70). На ней отчетливо выделяется система субмеридиональных и субширотных погребенных ложбин, представляющих собой линеаментную (регматическую) сеть разрывов в фундаменте и чехле. Авторы статьи указывают: “в целом направление ложбин контролируется крупными (первого порядка) тектоническими структурами, выделенными по фундаменту, проявляющимися в осадочном чехле и, в той или иной мере, в рельефе”.

Второй вывод авторов касается возраста отложений, выполняющих погребенные долины Беларуси. Долины (ложбины) оказались выполненными не только четвертичными, но и палеоген-неогеновыми отложениями.

При этом, главным маркирующим горизонтом, позволяющим определить возраст долин, являются отложения буроугольной формации позднего олигоцена - среднего миоцена. По данным А.В.Матвеева и др. (1987), с образованиями буроугольной формации связаны все известные углепроявления Белоруссии (Кобринское, Антопольское, Пружанское, Руднянское, Соколовское и другие), которые как раз залегают в толще кайнозоя, выполняющего погребенные долины. В ряде погребенных ложбин угленосные слои составляют бóльшую часть их разреза (буроугольные месторождения Грисское, Бриневское). Авторы полагают, что в некоторых погребенных ложбинах угленакопление происходило на фоне олигоцен-миоценового выщелачивания соленосных отложений. И хотя авторы публикации не ставили задачей отрицание ледникового генезиса долин, приведенные ими материалы, показывают, что долины, как отрицательные формы рельефа уже существовали к концу палеогена. Они начали заполняться осадками и угленосными слоями в олигоцене и миоцене. Процесс заполнения долин отложениями продолжался в плиоцене и антропогене, о чем свидетельствуют аллювиальные свиты и другие отложения этого возраста. Установление олигоцен-миоценового возраста отложений буроугольной формации, составляющих неотъемлемую часть разреза кайнозойских отложений, выполняющих погребенные ложбины, ставит под сомнение весь фундамент теории ледникового выпахивания ложбин. Ведь не мог же ледник, выпахав ложбины и угленосные толщи их выполняющие, снова спроектировать их на свое место. А теории подземного ледникового выпахивания пока не предложено.



— ПОГРЕБЕННЫЕ ЛОЖБИНЫ

Рис.70. Схематическая карта погребенных ложбин Беларуси (по А.В.Матвееву и др., 1987)

Приуроченность погребенных долин к разломам регматической сети фундамента и чехла, нанизанность их на разломные зоны показывает, что они были заложены по разломам этой сети в стадию тектонического растяжения земной коры. На месте нынешних ложбин в мезозойском чехле и кристаллическом фундаменте существовали трещины, разрывы растяжения, раздвиги. Большая ширина и глубина многих ложбин связана с общим тектоническим воздыманием земной коры, с раскрытием (раздвиганием) разломов и зон интенсивной трещиноватости. Палеоген-неогеновый пенеплен был на 200-300 м и выше современного. Принимала ли участие линейная эрозия в выработке продольного профиля тектонических ущелий, грабенообразных понижений, замкнутые впадины в которых были заняты озерами, (подобно тому, как мы это видим на Балтийском щите, на геоблоках, находящихся в стадии растяжения). Эрозия могла проявляться в некотором углублении зон трещиноватости и зон выветривания в породах протерозоя и архея, в размыве рыхлых отложений мезозоя, в формировании крупных и мелких эрозионно-аккумулятивных речных долин. В олигоцен-миоценовое время имела место общая тектоническая стабилизация с тенденцией постепенного опускания земной коры. На фоне этого погружения происходило заполнение ложбин, ущелеобразных и грабенообразных долин озерными, болотными, аллювиальными осадками, накапливались отложения буроугольной формации. В четвертичном периоде в условиях тектонического сжатия по зонам разломов фундамента, приуроченным к погребенным ложбинам, произошли сдвиговые смещения. В разломных и

надразломных зонах и в поле динамического влияния сдвигов развивались взбросо-надвиговые блоково-чешуйчатые смещения. Они привели к деструкции части отложений погребенных долин, к формированию чешуйчато-надвиговых структур, к дислокациям к выведению отторженцев мезозой-палеозойских пород вверх по разрезу на 150-250 м.

Продольный профиль долин также подвергался тектонической перестройке, формировались новые впадины и выступы - последствия сдвиговых и взбросовых смещений приразломных блоков. Этот процесс на тектонических активных геоблоках Восточно-Европейской платформы продолжается и ныне.

Резюмируя изложенный материал можно наметить следующие этапы в формировании и развитии погребенных долин.

1. Этап разломно-тектонического (раздвигового) формирования ложбин с участием эрозионного фактора (палеоген).

2. Этап заполнения долин отложениями, в том числе угленосными, на фоне погружения платформы (олигоцен-миоцен-плиоцен).

3. Этап антропогеновой тектонической активизации платформы в условиях горизонтального сжатия. Сдвиговые смещения по ложбинам-разломам, дислокации взбросового типа в приразломно-шовных зонах и в полях динамического влияния сдвигов. Формирование многочисленных дислокаций, отторженцев, тектонических “морен” в прибортовых частях и отложениях погребенных ложбин.

В течение четвертичного периода происходил эрозионный врез в отложения погребенных долин, имело место типичное для речных долин накопление аллювия, формирование террасовых комплексов и т.п.

В других регионах Восточно-Европейской платформы и Западной Сибири намеченные этапы формирования и развития погребенных (переуглубленных) долин могли быть несколько иными, но главные их черты, видимо, имели немало общего.

3.13. Конечно-моренные (краевые) гряды на Балтийском щите

На Балтийском щите наиболее известны три крупных системы “конечно-моренных” (“краевых”) гряд: Ра - в Норвегии и Швеции, Сальпауссельки - в Финляндии (и, частично, Карелии) и Терские Кейвы - на Кольском п-ове. Эти гряды принято относить к конечно-моренной деятельности ледника на заключительной стадии последней ледниковой эпохи.

Гряды Ра. “Конечно-моренные” гряды ледниковой стадии Ра развиты в южной части Норвегии и на юго-западе Швеции. Они как бы оконтуривают Норвежский трог с северо-востока и северо-запада. Общая протяженность гряд не менее 250 км. По материалам, опубликованным У.Хольтедалем (1958), высота гряд обычно составляет 20-40 м, ширина порядка 500-800 м. Большой интерес представляет их внутреннее строение. По тем же данным на одних участках гряда сложена безвалунными глинами и с поверхности перекрыта тонким маломощным слоем галечников (“оболочка” Ра). В других разрезах ядро гряды также сложено безвалунными и слабовалунными глинами, перекрытыми уже мощной - до 10 м и более толщей песков, галечников, гравийных песков. В разрезах отмечаются и ленточные глины, содержащие раковины морских моллюсков.

Относительно глинистого ядра гряд все отложения занимают облекающее положение и, как и само ядро, повторяют внешние контуры гряды. На многих участках гряды, в глинах, слагающих ее тело, обнаружены хорошо сохранившиеся раковины морских моллюсков (портландии, макомы, циприны, иольдии, мидии) (Хольтедаль, 1958, стр.52-55).

Какое же участие в создании этих “конечно-моренных” гряд принимал ледник? “Морена” в их строении не участвует, ядро гряд слагают морские глины, с поверхности

их перекрывают пески, галечники, гравийники, которые И.Фогт и другие норвежские геологи, относят, как и глины, к морским отложениям.

В связи с тем, что морские отложения, слагающие гряды, имеют облекающее залегание и в некоторых пунктах дополнительно дислоцированы, была высказана точка зрения об их напорно-ледниковом происхождении (С.Йоханссон). Однако вопрос о причинах отсутствия морены остался не объясненным, хотя общепринято, что именно в краевой части деградирующего ледника скапливается масса моренного материала.

Гряды Ра своим плановым расположением по существу оконтуривают тектонически активный Норвежский трог с севера. Есть основания полагать, что гряды, в свою очередь, фиксируют систему разломов, ограничивающих трог с севера и, что они являются надразломными структурами сжатия.

Сальпауссельки. Состоит из системы трех дугообразно расположенных гряд, пересекающих южную часть Финляндии с юго-запада на северо-восток. В рельефе хорошо выражены две гряды. Их высота от 20 до 80 м, ширина от десятков до сотен метров, иногда до 2-3 км. Большая часть разреза гряд сложена песками, гравийниками, галечниками, в ее строении участвуют и валунные пески ("морена"), которые переслаиваются с прослоями слоистых перемыты песков. В некоторых разрезах Сальпауссельки установлено, что галечники и пески имеют морской генезис (Нуурра, 1966).

Отложения, слагающие гряды, нередко смяты в складки и в целом характеризуются чешуйчато-надвиговой структурой (Герасимов и Марков, 1939; M.Saarnisto, 1985). На основании такого строения гряд существует мнение об их формировании в результате ледникового сдавливания рыхлых отложений. Механизм такого сдавливания и смятия в гряды отложений, слагающих выровненную аккумулятивную равнину, как и в случае с грядой Ра, остается загадочным.

Почему же, однако, гряды имеют дугообразную форму и протягиваются с юго-запада на северо-восток почти на 500 км? А.Таммекан (1955) писал, что гряды Сальпауссельки лежат в контуре протяженной зоны, в пределах которой проходит граница раздела аномалий силы тяжести. К северу от системы гряд гравиметровые аномалии положительные, к югу от них - отрицательные. По мнению А.Таммекана это связано с тенденцией к поднятию южной части Финляндии. По данным В.Е.Гендлера (1980) в пределах южной Финляндии к крупной разломной зоне "оказываются приуроченными крупные полосы развития флювиогляциальных отложений - гряда Сальпауссельки. Такая приуроченность вряд ли является случайной. Вероятно следует предположить возможность подвижек по разломам во время образования этих отложений" (стр.83-84). Этот вывод В.Е.Гендлера подтверждается и данными космической съемки: на космоснимках отчетливо видна структурно-тектоническая предопределенность гряд Сальпауссельки, приуроченность их к дугообразным разломам фундамента. Учитывая надвигово-чешуйчатую внутреннюю структуру гряд, их приуроченность к дугообразным разломам в фундаменте, данный комплекс следует рассматривать как надразломные валы сжатия, фиксирующие систему дугообразных разломов надвигового типа.

Гряды Терские Кейвы. Система "конечно-моренных" гряд Терские Кейвы прослеживается вдоль южного и юго-восточного побережья Кольского п-ова. Выделяются три субпараллельные гряды. Протяженность наиболее крупной из них - северной, более 250 км. Высота гряд колеблется от 15-20 до 60 м, ширина от 100-150 до 400-700 м. На разных своих отрезках эти образования сложены перемытыми гравийными песками, галечниками, "мореной", ленточными глинами, супесями. При работах 1972 и 1977 гг. в разрезах гряд, прорезаемых р.Стрельной, нами установлено, что отложения имеют антиклинальное залегание (северная Кейва) и им присуща сильная дислоцированность (вторая Кейва). В ленточных глинах северной гряды выявлен комплекс морской и солоноватоводной диатомовой флоры, а в валунных суглинках и гравийных песках второй гряды - комплексы фораминифер и раковин морских моллюсков. Раковины имеют различную сохранность - от целых створок астарт, циприн, а также балянусов в "морене", до раковинного детрита в гравийных отложениях.

В разрезе самой южной гряды (Морская Кейва) в районе устья р.Поной в 30-метровой толще песков и в перекрывающих их ледниково-морских валунных суглинках, был выявлен комплекс фораминифер и радиолярий (Чувардинский, 1973).

Для понимания механизма формирования гряд большое значение имеет их приуроченность к дугообразным разломам, вдоль которых простираются эти гряды. Особенно хорошо картируется региональный Турий-Нижнепонойский разлом (сдвиг-надвиг), вдоль которого вначале развита система озов, а затем (к востоку от р.Варзуга) гряда северная Кейва. Приуроченность гряды к Турий-Нижнепонойскому разлому отмечается многими геологами. Как пример воздействия четвертичной разрывной тектоники на формирование рельефа, на подпруживание грядами озер, лежащих к северу от них, данный разлом вошел в учебное пособие “Методы структурной геологии и геологического картирования” (Кушнарев и др., 1984).

Буровые работы, проведенные на Пялица-Пулонгском отрезке северной Кейвы, показали, что под ней расположена зона интенсивного тектонического дробления коренных пород. Имеющиеся материалы позволяют рассматривать систему гряд Терские Кейвы как надразломные и приразломные валы продольного сжатия. Гряды сформировались в результате процессов горизонтального тектонического сжатия шовных зон разломов и надвигания южных крыльев разломов на северные. Морские и континентальные отложения, перекрывающие разломно-шовные зоны, были скучены в гряды с образованием в них вторичных чешуйчато-надвиговых и разрывных структур. Образования шовных зон разломов - брекчия трения, были выдавлены и составили ядро гряд. По этой причине отложения ядерных (центральных) частей гряд в ряде разрезов характеризуются существенными содержаниями золота.

Можно констатировать, что “конечно-моренные” (“краевые”) гряды Балтийского щита, как и “краевые ледниковые” образования на Русской равнине имеют разломно-тектоническое происхождение.

3.14. Происхождение некоторых известных “гляциодислокаций”, отторженцев и “краевых” образований

На Русской равнине наиболее известными являются Каневские, Мошногорские, Сещинские и Дудергофские дислокации, а также грандиозный Вышневолоцко-Новоторжский пояс отторженцев. В Западной Сибири широко дискутируется генезис Самаровских и Юганских оттторженцев, Малососвинских и Хадуттэ-Арка-Табьяхинских дислокаций (относимых также к краевым образованиям).

Наряду с традиционной точкой зрения о ледниковой природе перечисленных образований, многие геологи приводили фактические доказательства их тектонического генезиса. В первую очередь это относится к *Каневским и Мошногорским дислокациям*, тектонический (взбросо-сдвиговый) механизм образования которых доказывали В.В.Резниченко (1926), Л.Ф.Лунгерсгаузен (1941), М.Г.Костяной (1962, 1963), Ю.А.Куделя (1966), В.А.Голубев (1970, 1972). Но ледниковые происхождение Каневского феномена активно отстаивается, так как эти дислокации являются эталонными и отказ от их ледникового генезиса может повлечь за собой пересмотр природы и других подобных “гляциодислокаций”.

В последние годы изучение Каневских дислокаций проводили Ю.А.Лаврушин и Ю.Г.Чугунный (1982), предложившие иной ледниковый механизм формирования дислокаций, а также А.А.Махорин (1982), пришедший к выводу о тектонической природе этого феномена. Несколько позднее на Каневе провели работы Р.Б.Крапивнер и А.И.Юдкевич (1989), приведшие новые доказательства тектонического генезиса дислокаций.

Весьма важное методическое значение для решения проблемы генезиса Каневских (и других) дислокаций имеют инженерно-геологические исследования М.Г.Костяного (1962, 1963). В основе его работ лежат многочисленные определения физико-механических свойств мезозой-кайнозойских отложений, слагающих Каневские дислокации. С учетом полученных данных и анализа имеющихся геологических и гидрогеологических материалов, были выполнены расчеты с целью определения степени устойчивости отложений к воздействию тангенциальных усилий ледника. Расчеты показали, что для создания Каневских дислокаций (их наибольшая ширина 9 км, общая длина - 35 км, мощность дислоцированной толщи - 200 м) необходимые тангенциальные усилия должны быть равными 4413 т/м^2, что соответствует толщине ледника 4.9 км (Костяной, 1962, 1963). М.Г.Костяной пришел к выводу, что гипотеза гляциодислокаций с позиции механики грунтов не находит обоснования.[1] Важно подчеркнуть, что для дислоцирования толщи песчано-глинистых пород мощностью 200 м понадобился ледник толщиной 4.9 км в краевой зоне. Какая же толщина ледника требуется для дислоцирования отложений, имеющих большой угол внутреннего трения - песчано-галечно-гравийных и валунно-песчаных, не говоря уже о жестких породах? Видимо прав был Э.Л.Левков (1980), когда указывал, что для дислоцирования валуносодержащих и галечниковых песков требуется мощность ледника во “многие километры и даже десятки километров для краевой зоны”.

Большой объем геологических работ по изучению Каневских и Мошногорских дислокаций был выполнен под руководством В.А.Голубева. Он пришел к выводу, что эти дислокации являются результатом тектонических смещений по Каневскому надвигу, северная часть которого сопряжена с разломом сдвигового типа. Чешуйчато-надвиговая структура дислокаций является лобовой частью этого надвига (Голубев, 1970, 1972, рис.71).

---

[1] Толщина льда в краевых зонах Антарктического и Гренландского ледниковых покровов находится в пределах до 100-150 м, при наибольшей мощности льдов в центральных районах оледенения в Гренландии - 3400 м, в Антарктиде - 4350 м. Средняя толщина льда Антарктического покрова по подсчетам К.С.Лосева (1982) - 1786 м.

Изучавшие строение Каневских дислокаций, Ю.А.Лаврушин и Ю.Г.Чугунный, собрали много дополнительных геологических данных по строению дислокаций (главным образом по обнажениям в оврагах). Среди них большой интерес представляют данные по формированию тектонической “морены” (тектонических брекчий), именуемых авторами или гляциотектонической смесью или просто моренным суглинком. Авторами сделано три принципиальных вывода относительно механизма формирования дислокаций:

1. Концепция тектонического, а также гляциотектонического происхождения дислокаций неубедительна.

2. Авторы отмечают, что они полностью согласны с теми критиками ледниковой гипотезы, которые критикуют возникновение Каневских дислокаций путем бульдозерного эффекта ледника. “С нашей точки зрения, пишут они, приведенные в настоящей работе геологические материалы, убедительно свидетельствуют о несостоятельности подобных представлений” (Лаврушин, Чугунный, 1982, стр.84).

3. Авторы предлагают новую модель образования Каневских дислокаций в результате выдавливания субстрата из-под края ледника. При этом формировался инъективный вал, упиравшийся на западе в стену мертвого льда. Они пишут: “Изложенная модель формирования Каневского блока дислокаций прежде всего постулирует активное поступательное перемещение пород под воздействием ледниковых нагрузок. В этом принципиальное ее отличие от предлагавшихся ранее концепций” (1982, стр.92). Механизм довольно беспомощный, так как совершенно не объясняет геологическую структуру дислокаций, их взбросово-надвиговое строение. Ледниково-бульдозерная гипотеза, при всей ее нереальности, хотя бы соблюдала принцип подобия.

Большой вклад в вопросы происхождения Каневских дислокаций внес А.А.Махорин (1982). На основании буровых, геофизических и инженерно-геологических работ он пришел к заключению о тектоническом происхождении дислокаций и в принципиальном плане подтвердил выводы В.А.Голубева. По данным А.А.Махорина в кристаллическом фундаменте района дислокаций выявлены разломы северо-западного и юго-западного простирания, ограничивающие блоки с амплитудами поднятий 20-80 м. Дислокации в осадочном чехле имеют надвиговый и сдвиговый характер. По Махорину “Каневские дислокации имеют несомненно тектоническое происхождение, связанное с деформациями кристаллического фундамента и осадочного чехла. Основной тип дислокаций надвиговый и сдвиговый, начало формирования дислокаций - доверхнемиоценовый, фаза интенсивных тектонических движений - четвертичный период” (Махорин, 1982).

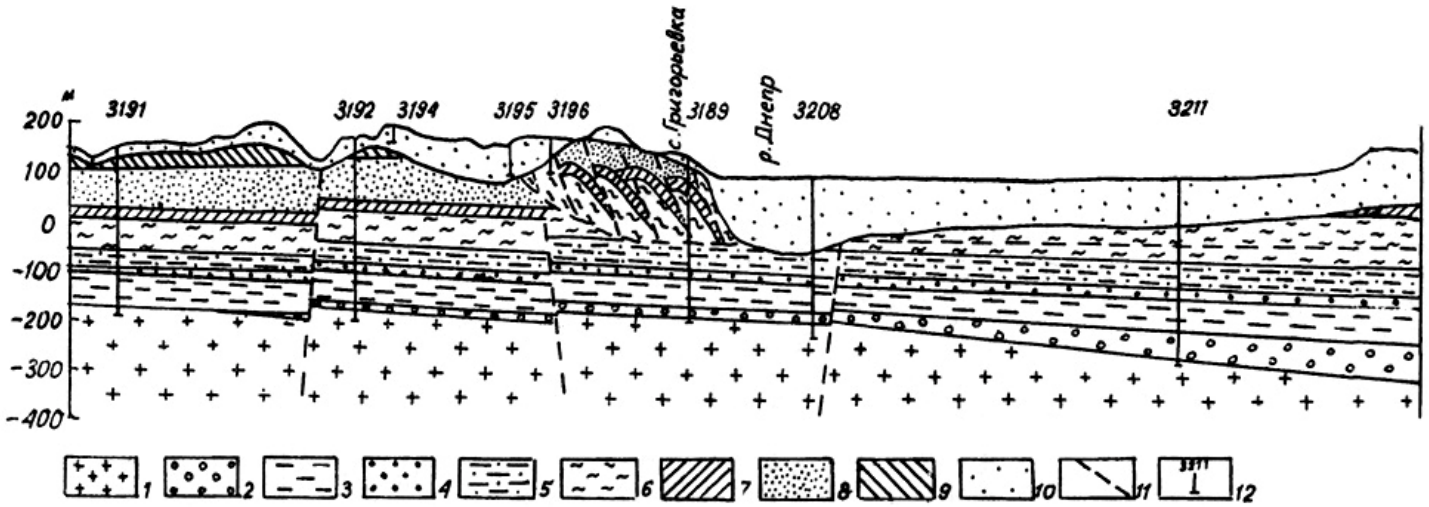


Рис.71. Профиль через Каневские дислокации (по В.А.Голубеву, 1970)

1 - кристаллические породы; 2 - верхняя пермь; 3,4,5 - нижний триас; 6 - юра; 7 - сеноманский ярус; 8 - палеоген; 9 - неоген; 10 - антропоген; 11 - разломы; 12 - скважины

Р.Б.Крапивнер и А.И.Юдкевич (1989) на основе детального анализа данных буровых и электроразведочных работ, выполненных Укргидропроектом, и собственных исследований также пришли к выводу о тектонической природе Каневских и Мошногорских дислокаций. По их материалам Каневские дислокации представлены серией аллохтонных пластин северо-западного простирания, в которых участвуют мезозойские и кайнозойские отложения, в том числе аллювиальные. Амплитуда горизонтального перекрытия четвертичного аллювия составляет 400-450 м, а вертикального смещения чешуй - до 200-250 м. Имеющиеся данные показывают, что дислокации являются частью протяженной зоны динамического влияния Днепровского разлома. В неотектоническую эпоху он функционировал как левый сдвиг со взбросовой компонентой смещения крыльев на Каневском и Мошногорском участках, где его общее простирание отклоняется в сторону соответствующего сектора сжатия. В результате приповерхностная часть разреза чехла (до глубины 200-250 м) была надвинута на правый берег Днепра, образовав Каневские и Мошногорские гряды, состоящие из серии надвиговых чешуй-скиб.

Ледниковый генезис дислокаций часто аргументируется северными азимутами падения надвиговых чешуй ("строго против движения ледника"). Такая ориентировка чешуй не редкость и объясняется она направлением вектора тектонических горизонтальных напряжений. Имеется немало дислокаций и с обратным - не совпадающим с движением ледника падением надвиговых чешуй, что вполне объяснимо с тектонических позиций образования дислокаций, но малопонятно с ледниковых. Например, Ю.А.Куделя (1966) указывает, что залегание чешуй в Каневских дислокациях свидетельствует об их перемещении с востока на запад и с юга на север.

Несоответствие падения надвиговых чешуй ледниковым канонам подтверждено В.А.Голубевым (1970). В соседних Мошногорских дислокациях падение надвиговых чешуй ориентировано на юг (Голубев, 1970; Куделя, 1966; Лаврушин, Чугунный, 1982) и для объяснения такого их залегания требуется двигать ледник с юга - из Кривбасса, а для объяснения Каневских дислокаций - с юго-востока, из Донбасса.

Ситуация с Каневскими дислокациями, как в зеркале, отражает создавшееся положение с ледниковой теорией, как таковой, и альтернативной ей концепцией. Данные бурения, инженерно-геологические, геофизические, геоморфологические, тектонические материалы казалось бы убедительно доказывают тектонический генезис Каневских дислокаций. Ан нет, воззрения типа: "Ледник, упершись правым боком в эту стену (правый берег Днепра), сдвинул ее с места" (Д.И.Соболев, 1926) и идеи о выдавливании пород из-под края ледника и их оформлении в инъективные валы (Лаврушин, Чугунный, 1982), по-прежнему господствуют. Более того, эти малогеологические модели выдаются за "железную" истину и за подписью Чугунного увековечиваются в "Географической энциклопедии Украины" (т.2, 1990).

С другой стороны, на большом фактическом материале, в том числе собранном сторонниками оледенений, доказывается неледниковое происхождение "ледникового" рельефа и "ледниковых" отложений, показывается палеогеографическая неприемлемость ледниковой теории, ее несоответствие биогеографическим материалам, данным радиоуглеродных анализов. И тем не менее, ледниковая теория не просто господствует в науках о Земле, но постоянно пополняет свои анналы гипотезами о причинах ледниковых периодов. По подсчетам А.В.Лапшина (1988) количество гипотез о причинах ледниковых периодов превышает 200 и "их число продолжает расти" констатирует Лапшин, публикуя еще одну.

Анализ строения *Сещинских дислокаций*, развитых на водоразделе рек Десна и Ипуть на участке периклинального замыкания Воронежской антеклизы, позволил Р.Б.Крапивнеру (1990) прийти к выводу об их тектоническом генезисе. Дислокации характеризуются аномально высоким залеганием многократно повторяющихся пластин интенсивно нарушенных мезозойских и кайнозойских отложений. На основании данных бурения сделан вывод, что Сещинские дислокации возникли в результате выполаживания в толще келловейских глин сместителей двух разломов-сдвигов - субмеридионального Асельского и субширотного Кочевского. На участке пересечения разломов они отклоняются в сторону сектора сжатия, что в

итоге привело к развитию взбросовых чешуй, сформировавших гряды. Вертикальная амплитуда смещения до 100 м.

В геологической литературе широко известен *Вышневолоцко-Новоторжский вал* - серия крупнейших в Европе отторженцев. В публикациях этот вал обычно фигурирует как пример грандиозной дислоцирующей и транспортирующей деятельности ледника. И действительно, явление феноменальное. Длина почти меридиональной полосы отторженцев составляет 120 км (от озера Мстино до г.Старицы), ширина 10-15 км, относительная высота 70-87 м (А.И.Москвитин, 1938; Д.Б.Малаховский и Э.Ю.Саммет, 1982). По данным В.Г.Хименкова и А.И.Москвитина отторженцы вала представлены породами разного возраста и разного литологического состава: пески, известняки и углистые глины нижнего карбона, верхнедевонские отложения, силурийские (ордовикские) и нижнекембрийские породы. В строении вала участвуют также известняки среднего карбона (среди поля которых расположен вал) и четвертичные отложения.

Согласно выводам ряда исследователей отторженцы перенесены ледником из двух основных мест. Известняки, пески и углистые глины нижнего карбона транспортированы из района Валдайской возвышенности за 150 км (А.И.Москвитин, Д.Б.Малаховский, Э.Ю.Саммет, Ю.А.Лаврушин). Отложения силура (ордовика) и нижнего кембрия приволочены ледником из района Финского глинта за 330 км (Д.Б.Малаховский и Э.Ю.Саммет, 1982). Откуда принесены отторгнутые отложения верхнего девона никем не указывается.

Ненарушенный разрез платформенного чехла данного района вскрыт скважиной в Кувшиново - в 30 км к западу от вала (Геология СССР, т.IV, 1971). Можно констатировать, что в строении данного пояса отторженцев участвуют все породы разреза осадочного чехла: нижнекембрийские глины, ордовикские и верхнедевонские отложения, нижнекаменноугольные породы - известняки, пески, углистые глины, среднекарбновые известняки и мергели, четвертичные отложения.

Таким образом, ледник в полном объеме воссоздал разрез платформенного чехла Тверской области, хотя для этого пришлось отторгать исполинские блоки и пакеты пород и отложений и перемещать их из ряда труднодоступных и разобщенных районов за несколько сотен километров.

Логичнее вернуться к представлениям крупнейших геологов нашего века А.П.Карпинского и А.Д.Архангельского о тектоническом происхождении Вышневолоцко-Новоторжского вала и его отторженцев. Новейшие исследования подтверждают правоту наших предшественников. По данным Р.Б.Крапивнера (1990, 1992) пояс отторженцев приурочен к неотектонически активному Торжокскому разлому взбросо-сдвигового типа, который на севере сочленяется с Крестцовским авлакогеном. Отторженцевое положение нижнекарбоновых, верхнедевонских, ордовикских и нижнекембрийских пород связано с выведением их на поверхность по вторичным взбросам и взбросо-сдвигам из верхних, средних и нижних горизонтов осадочного чехла - с глубины от 100-150 м (известняки, глины и пески нижнего карбона) до глубины 1000-1200 м (нижнекембрийские глины). Механизм выведения аллохтонных пакетов пород из разреза чехла по взбросам и взбросо-сдвигам рассмотрен в предыдущем разделе.

Таким образом, формулировка известного геолога В.Д.Соколова, высказанная им еще в 30-е годы, что Вышневолоцко-Новоторжский вал - “это геотектоническая ось Калининской области, так сказать, ее вывернутые на поверхность недра”, вполне справедлива.

Большое количество отторженцев кембрийских и ордовикских пород (отдельные блоки их достигают 8 млн. м^3) и тектонических брекчий (именуемых ледниковыми брекчиями) из девонских, ордовикских и кембрийских пород закартировано в южном Приильменье по рекам Ловать, Полисть, Порусья Ф.А.Алексеевым и С.М.Чихачевым. Д.Б.Малаховский и Э.Ю.Саммет (1982) считают, что отторженцы принес ледник из района вблизи южного берега Финского залива.

Рассматриваемая полоса отторженцев выделялась А.П.Карпинским как крупная разломно-тектоническая структура - *Полистовско-Ловатский вал* протяженностью 90 км. Р.Б.Крапивнер (1992), проанализировавший материалы по тектонике и геологии этого района пришел к выводу о реальности существования этой неотектонически активной структуры, также сопряженной с Крестцовским авлакогеном.

Можно подчеркнуть, что набор отторженцевых пород этой субмеридиональной разломной зоны также соответствует разрезу осадочного чехла этого района. Наибольшая глубина ненарушенного залегания ордовикского и кембрийского горизонтов несколько более 600 м (Малаховский, Саммет, 1982). Очевидно и здесь нет необходимости в гипотетическом ледниковом перемещении громадных отторженцев за сотни километров. Расстояние их перемещения - несколько сотен метров. Они выведены из дислоцированного разреза чехла по взбросо-сдвигам, составляющим структуру Полистовско-Ловатского вала.

Дудергофско-Кирхгофские дислокации расположены на бровке Балтийско-Ладожского глинта в месте его пересечения гатчинской зоной тектонических нарушений (Е.Л.Грейсер и др., 1980). Положение дислокаций в зоне пересечения активных разломов, само по себе ставит вопрос об их тектоническом происхождении. Однако, сторонники оледенений считают, что дислокации имеют ледниковое происхождение и возникли у края ледника. Какой-либо аргументации в пользу этого не приводится, кроме ссылок на большую выпахивающую деятельность ледника.

Более аргументированной представляется работа А.В.Волина (1974), который на основании богатого фактического материала (главным образом, собранного посредством изучения выходов пород в карьерах, вскрывающих тело дислокаций) пришел к выводу о тектоно-диапировой природе Дудергофско-Кирхговских дислокаций и отторженцев. Развитие процессов глиняного диапиризма в этих структурах вызвано активизацией тектонических движений в узле пересечения двух крупных разломных зон. Ранее разломно-тектоническое происхождение ряда дислокаций и отторженцев сосредоточенных близ Балтийско-Ладожского глинта доказывал Э.Ю.Саммет (1961).

Происхождение известных *Самаровских и Юганских дислокаций и отторженцев* в Западной Сибири по данным Р.Б.Крапивнера (1986) и И.Л.Зайонца (1972) связано с выведением на поверхность процессами глиняного диапиризма блоков и чешуй внутричехольных нижнеэоценовых опок (Самаровский отторженец) и юрских алевролитов и глин (Юганский отторженец). Амплитуды вертикальных перемещений аллохтонных блоков опок достигают нескольких сотен метров, а юрских глинистых пород до 2.6-2.8 км (Н.И.Николаев, 1988).

Вообще, как показывают исследования И.Л.Кузина, Р.Б.Крапивнера, П.П.Генералова, Л.А.Меняйло, В.Н.Седова, И.Л.Зайонца процессы глиняного диапиризма имеют в Западной Сибири самое широкое развитие. В разных районах Западно-Сибирской равнины установлены крупноамплитудные внутричехольные дислокации и выведенные на поверхность процессами глиняного диапиризма блоки-отторженцы юрских, меловых и палеогеновых пород. Например, работами Н.И.Смирнова (1985) доказывается выведение на р.Лямин с глубины 850-900 м процессами глиняного диапиризма крупных отторженцев верхнемеловых пород. И.Л.Кузин и С.В.Трофимов (1982) приводят доказательства выведения на поверхность, в процессе формирования крупной диапировой структуры, крупного отторженца верхнемеловых пород с глубины 900-1000 м (район Сибирских Увалов).

Большой интерес представляют известные в литературе *Хадутте-Арка-Табъяхинские грядовые комплексы* (Тазовский п-ов). Эти гряды многие ученые (В.И.Астахов, М.Г.Гросвальд, Д.Б.Орешкин, С.А.Архипов) считают типичными краевыми ледниковыми образованиями и широко используют для обоснования Карского ледникового покрова, двигавшегося, по их представлениям, из впадины Карского моря на Западно-Сибирскую равнину. Данные гряды автор изучал в 1959-1960 гг. Грядовые комплексы образуют в южной части Тазовского п-ова

линейные, дугообразные, замкнутые эллипсоидальные грядовые системы (рис.72)[1]. Высота гряд 5-15 м, реже до 20 м, ширина 70-150 м, иногда до 200-250 м. Понижения между грядами имеют ширину 50-300-500 м. Гряды в своей основе сложены диатомовыми глинами ирбитской свиты эоцена, частью перекрыты песками, супесями, наблюдаются гряды, целиком сложенные четвертичными морскими песками и супесями. Все породы находятся в вечномерзлом состоянии. В разрезах гряд наблюдаются антиклинальные изгибы слоев песка и торфа, сами диатомовые глины, будучи однородной, монотонной толщей, лишенной маркирующих горизонтов, не образуют визуально заметных складок.

По данным буровых и геофизических работ, проведенных Л.А.Миняйло (1985, 1987) установлено, что эоценовые глины образуют обширные залежи в контуре грядовых комплексов, независимо от того, сложены они диатомовыми глинами или четвертичными песками и супесями. В целом залежи глин образуют несколько крупных структур нагнетания с амплитудой от 50-100 до 250-350 м (рис.73). Грядовые комплексы достаточно точно отражают границы этих структур. Учитывая, что в контуре развития грядовых комплексов установлены тектонические нарушения трещинного типа, с глубиной проникновения более 1000 м,[2] можно предполагать существование в фундаменте взбросо-сдвиговых смещений. Не исключено, что эти смещения стимулировали не только процессы глиняного диапиризма. Верхние мерзлые толщи пород могли реагировать на такие движения по типу жестких пород, что привело к формированию кулисообразных гряд, которые можно рассматривать как складки продольного изгиба, осложненные разрывами взбросового типа. По данным Л.А.Миняйло (1987) движения по разломам фундамента привели к вертикальным перемещениям по вторичным разрывам пластин и чешуй эоценовых опок и диатомитов с амплитудой до 400 м. Выведенные на поверхность, они нередко принимаются за ледниковые отторженцы.

---

[1] Фактическая ориентировка грядовых комплексов не учитывается сторонниками их образования карским ледниковым покровом, так как она противоречит этой гипотезе.

[2] И.Л.Кузиным (1973) в озерах, лежащих в межгрядовых понижениях в бассейне р.Арка-Табъяха, установлены спонтанные выходы глубинного газа. На основании проб газа устанавливается его поступление по трещинам из сеноманских залежей.

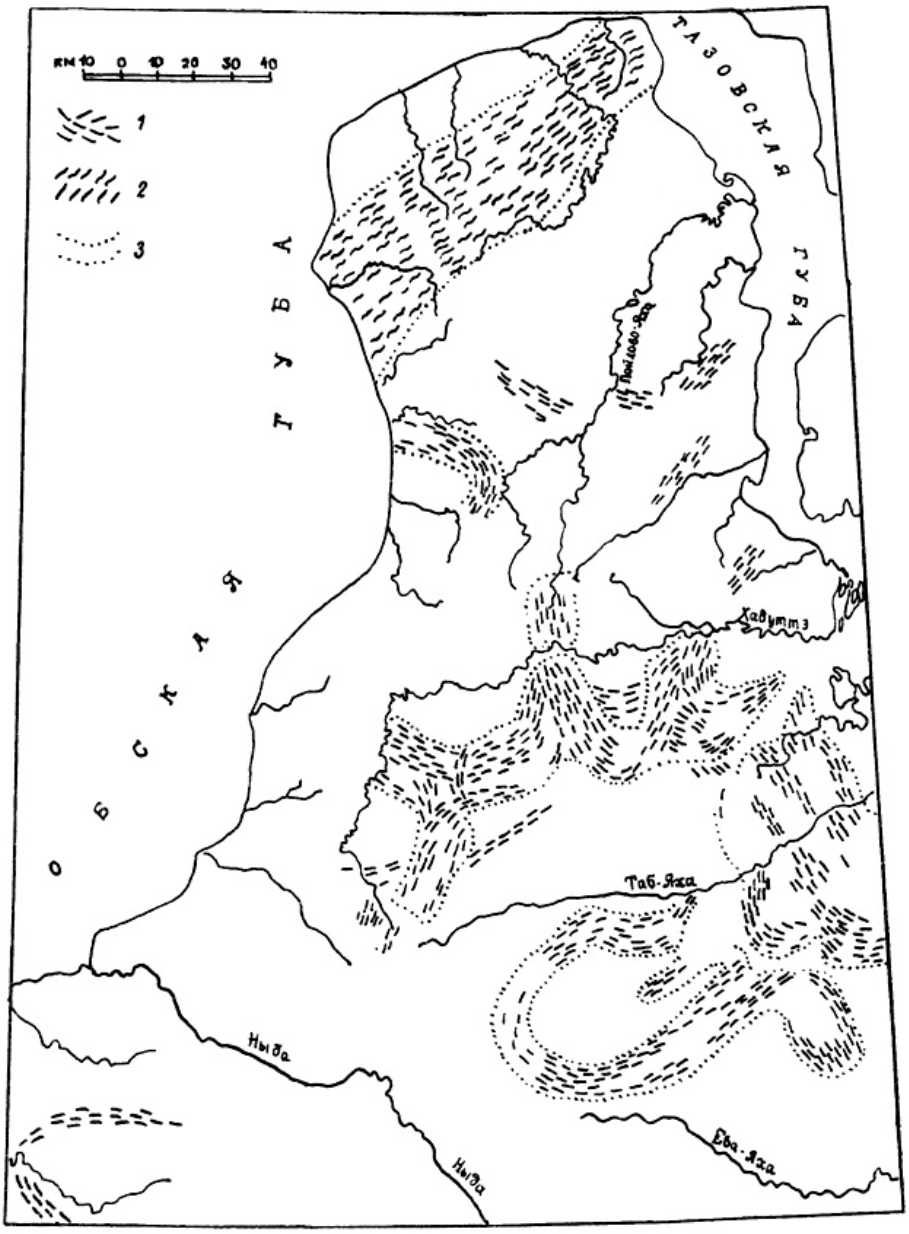


Рис.72. План расположения параллельно грядового рельефа на Тазовском п-ове (по Ю.Ф.Андрееву, 1958)

1 - параллельные гряды, сложенные третичными породами; 2 - гряды неясного сложения; 3 - границы полей параллельно-грядового рельефа

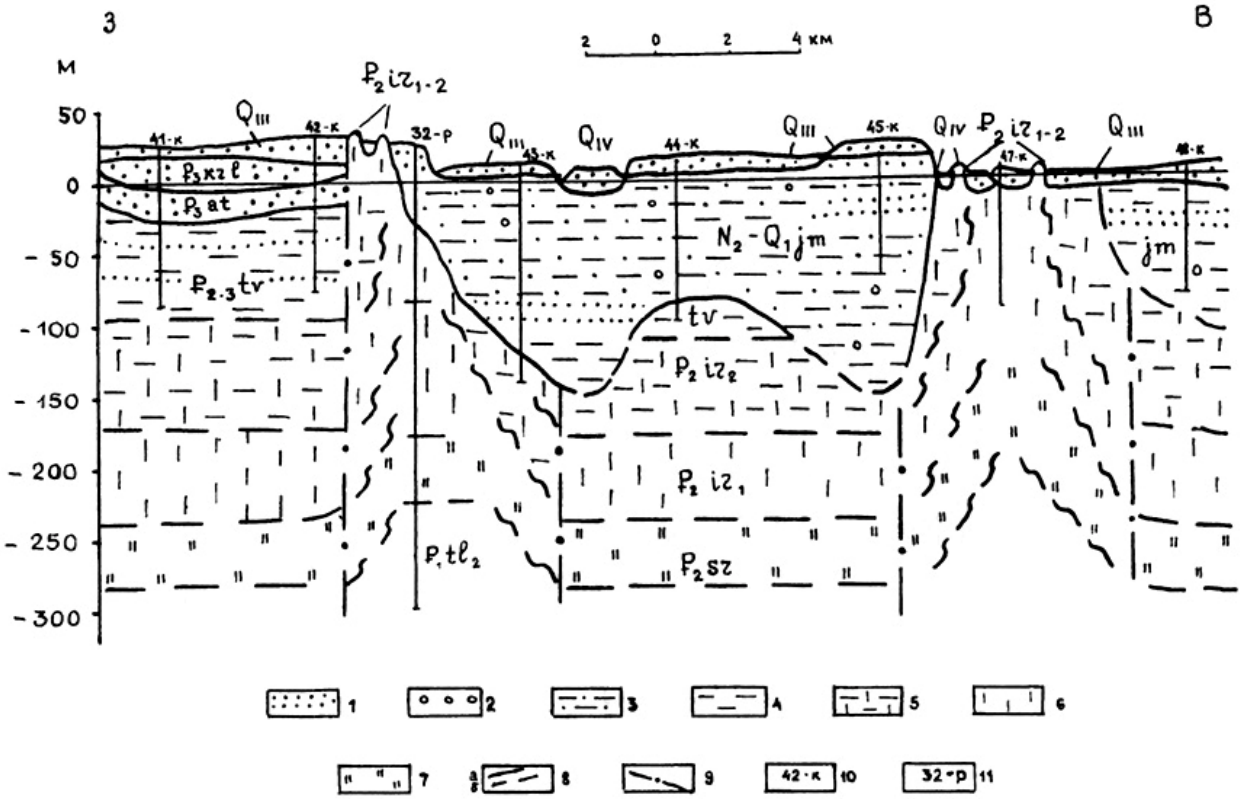


Рис.73. Структуры нагнетания и параллельно грядовой рельеф на междуречье Табьяхи и Арка-Табьяхи (по Л.А.Миняйло, 1985)
1 - песок; 2 - гравий, галька; 3 - глины песчанистые; 4 - глины; 5 - диатомиты и диатомовые глины; 6 - диатомиты; 7 - опоки; 8 - стратиграфические границы; 9 - разрывные нарушения; 10 - колонковые скважины; 11 - роторная скважина

Малососвинские дислокации. Система дислокаций, сопряженных с параллельно-грядовым рельефом, образует в бассейне р.Мал.Сосьва (нижнее Приобье) крупную морфоструктуру известную как “Малососвинский амфитеатр”. Протяженность линейных и дугообразных систем грядового рельефа, главного элемента морфоструктуры, 180 км, ширина от 10 до 30 км, высота гряд 20-50 м. Гряды сложены палеогеновыми породами, частью перекрыты песками и песчано-галечными отложениями четвертичного возраста (П.П.Генералов, 1987; И.Л.Зайонц и др., 1987). Сторонники оледедений - В.И.Астахов, М.Г.Гросвальд, С.А.Архипов и другие ученые указанные гряды относят к краевым образованиям, а всю морфоструктуру считают творением ледника, пришедшего к восточному склону Урала с шельфа Карского моря и дислоцировавшего местные отложения на глубину более 300 м (В.И.Астахов, 1990). Механизм ледникового формирования дислокаций Малососвинского амфитеатра не раскрывается, но указывается, что дугообразное положение структуры вогнутой стороной обращенной на северо-восток, можно объяснить только с помощью Карскоморского центра оледенения (В.И.Астахов, 1978).

Весьма основательные геологические, геофизические и буровые работы были выполнены на площади Малососвинского амфитеатра П.П.Генераловым (1987), который пришел к выводу о разломно-складчатом происхождении всей структуры. По данным П.П.Генералова эта структура контролируется глубинными разломами фундамента с надвиговой - в западном направлении компонентой смещения. В пределах “амфитеатра” установлено пластическое перераспределение глин тавдинской и ирбитской свит палеогена, которое происходило сопряженно с развитием взбросов и чешуйчатых надвигов и брекчированием эоценовых диатомитов и опок. При этом, по опокам нижнего эоцена вертикальная компонента смещения в полосе развития параллельно-грядового рельефа достигает 300 м и возможно более.

П.П.Генераловым установлено чешуйчато-надвиговое строение параллельно-грядового рельефа, формирование которого происходило в условиях латерального тектонического сжатия и выжимания пластин и чешуй палеогеновых пород вверх по вторичным крутым надвигам (рис.74). В формировании рассматриваемой морфоструктуры существенную роль играли процессы глиняного диапиризма.

По исследованиям П.П.Генералова (1987) чешуйчато-надвиговое и надвиго-диапировое строение и, соответственно тектоническое происхождение, имеет параллельно-грядовый рельеф на профиле Салехард-Полуй (на правобережье Нижней Оби), на р.Сыня, Верхне-Хадытинском поднятии. Ученые Института географии РАН и Сибирского отделения РАН указанный грядовый рельеф и в этих районах относят к краевым образованиям и гляциодислокациям.

Большой объем буровых работ, выполненный под руководством И.Л.Зайонца в Сосвинско-Белогорском Приобье, позволил изучить внутренне строение развитого здесь параллельно-грядового рельефа, относимого рядом ученых к гляциотектоническому рельефу и краевым образованиям. Исследования охватили и Малососвинский амфитеатр. Полученные материалы обобщены в статье И.Л.Зайонца, С.Я.Выдрина, Н.И.Смирнова и др. (1987). Геологи установили:

1. Параллельно-грядовый рельеф, собранный в дугообразные структуры, сложен опоками, диатомитами, диатомовыми и опоковидными глинами эоцена, реже глинами палеоцена. Гряды сложены дислоцированными чешуями и пластами перечисленных пород. Дислоцированная толща по скважинам прослеживается на глубину 200-300 м и уходит глубже.

2. Чешуйчатые надвиги эоценовых и палеоценовых пород, образующие параллельные дугообразные структуры сформировались в результате перемещений пластин и чешуй чехла по вторичным крутым надвигам. Чешуи палеогеновых пород выведены на поверхность по этим надвигам с глубины 200-300 м. Они являются аллохтонными и могут рассматриваться как тектонические отторженцы.

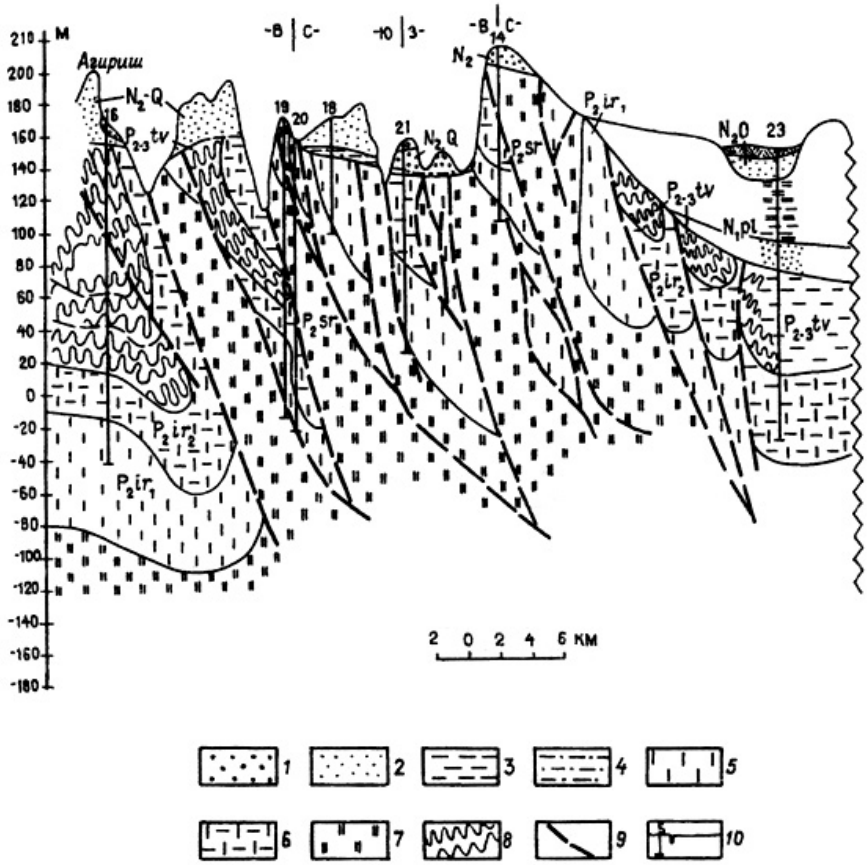


Рис.74. Шарьяжно-диапировые и чешуйчато-надвиговые дислокации в палеогеновых отложениях, приведшие к формированию параллельно-грядового рельефа ("краевых ледниковых образований"). Южная часть Малососвинского амфитеатра (по П.П.Генералову, 1987)

1 - гальки, гравий; 2 - песок; 3 - глины; 4 - глина песчанистая; 5 - диатомит; 6 - диатомит глинистый; 7 - опоки; 8 - перемятые глины; 9 - зоны разрывных нарушений; 10 - скважины и их номера

Таким образом, исследования в различных районах Западной Сибири доказывают решающую роль разрывной тектоники и процессов глиняного диапиризма в формировании дислокаций в чехле платформы и выведении по взбросам отторженцев с глубины несколько сотен метров к дневной поверхности. "Краевые" образования являются разломно-пликативными тектоническими морфоструктурами.

“Литологический облик морены
давно и прочно потерян ...”

Н.Г.Загорская, З.И.Яшина,
В.Я.Слободин (1965)

Глава 4

ФОРМИРОВАНИЕ ВАЛУННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ПРОЦЕССЫ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ВАЛУННО-ГЛЫБОВОГО МАТЕРИАЛА

Валунные отложения на Русской платформе имеют весьма широкое развитие. Их принято подразделять на два основных типа: основная (донная) морена и водно-абляционные морены (Рухина, 1973). Однако, уже достаточно давно возникли сомнения в правильности отнесения “морен” Кольского п-ова и ряда районов Русской равнины к ледниковой формации.

Ниже рассматриваются черты строения “морен” и вопросы их формирования.

4.1. Основная (донная) морена Балтийского щита и состав валунно-глыбового материала

Наиболее распространена на Балтийском щите основная или донная “морена”. Она представляет несортированную смесь валунов, глыб, щебня и мелкозема песчано-глинистой размерности. По данным гранулометрических анализов содержание в “морене” валунов, глыб, гальки и щебня изменяется от 29 до 56%, песчано-гравийной фракции - от 35 до 60%, алеврита и глины от 5 до 21% (Каган, Солодухин, 1971; Евзеров, 1983).

В среднем морена Кольского п-ова на 30-40% состоит из валунов и глыб, количество мелкозема (песка, глинистых частиц) - около 30%, материала щебнисто-галечной размерности - около 25%. “Донная морена”, как правило, залегает непосредственно на коренных породах, реже на корах выветривания или на других типах отложений. Ее мощность от 0.5 до 15-
20 м, реже до 30 м, средняя мощность - 3-5 м. Валуны и глыбы в составе “морены” имеют размеры от долей метра до 1-2 м в поперечнике. Не являются исключением глыбы размером 10-15 м по длине и 5-7 м по высоте. Иногда фиксируются и еще более крупные блоки пород. Размер таких глыб и блоков нередко намного превышает мощность “морены” и поэтому их иногда ошибочно принимают за обнажения.

Для познания генезиса морены и для целей валунных поисков важным является изучение состава валунов “донной морены”. Еще более
100 лет назад А.А.Иностранцев, при работах в Карелии, установил, что валуны в “”морене “ состоят из тех же пород, что и лежащие ниже коренные породы. Это важное наблюдение было принято недоверчиво, однако, многочисленные современные исследования по восточной части Балтийского щита, в Финляндии, Швеции и Норвегии подтвердили наблюдения А.А.Иностранцева. Была установлена тесная зависимость состава валунно-глыбового материала “морены”, ее мелкозема и, даже цвета, от состава подстилающих и местных пород (работы Г.С.Бискэ, А.В.Сидоренко, В.Я.Евзерова, Р.Куянсу, У.Хольтедаля).

Так, работы Г.С.Бискэ (1959) по изучению состава донной морены в Карелии дали следующие результаты. В районе Ветреного пояса, где широко развиты интрузии базит-гипербазитов, в составе морены резко преобладают валуны основных и ультраосновных пород, а морена имеет темно-серый цвет. В районе Елмозеро на протерозойских кварцитах валуны в морене состоят из кварцитов, тогда как "морена", развитая на ставролитовых и амфиболовых сланцах близ юго-восточной границы Финляндии безвалунная, тонкозернистая с включением щебня указанных пород. На слюдистых сланцах ладожской формации в том же районе развита суглинистая морена с включением щебня сланцев, а морена на гранитах рапакиви - грубопесчаная с большим количеством валунов и щебня гранитов-рапакиви. Морена на шокшинских кварцито-песчаниках, имеющих красновато-малиновый цвет, становится красно-бурой, валуны и щебень в ней состоят из песчаников и кварцитов. В то же время на черных шунгитах Заонежья морена становится почти черной, в ней резко преобладают обломки шунгитов.

На основании своих исследований и данных других геологов, Г.С.Бискэ (1959) приходит к следующим выводам: "состав валунов в морене почти точно отражает характер подстилающих пород, т.е. иными словами, в любой точке местности преобладают валуны местных пород и лишь незначительный процент чуждых... Как гранулометрический, так и минералогический состав морены почти точно отражает состав подстилающих пород".

Подобная зависимость состава валунов в "донной морене" от местных коренных пород отмечена У.Хольтедалем (1958) в Норвегии. Так, в районе Осло морена, лежащая на изверженных породах, во многих слукчах более чем на 90% состоит из этих же пород. Валуны в морене в районе Нурдмарка (западнее Хикутстуа) на 95-98% состоят из местных осадочных пород. В районе же, где подстилающими породами являются сланцы, донные морены нередко состоят исключительно из щебня последних (Хольтедаль У., 1958).

В Финляндии еще Б.Фростерус отмечал, что состав обломочного материала "морены" определяется литологией и составом местных коренных пород. На этом основании он даже подразделял "морены" на "кварцитовые", "сланцевые", "гранитные" (приводится по Г.С.Бискэ, 1959). К сказанному можно добавить, что прослеживание валунных шлейфов из "основной морены" в Финляндии показало в общем небольшое перемещение валунов от коренного источника от десятков и сотен метров до 10-20 километров, обычно же преобладают конуса разноса валунов длиной 0.5-4 км (Salonen, 1987).

Тесная связь состава валунно-глыбового материала с породами фундамента (местными и подстилающими) характерна и для "донной морены" Кольского п-ова (Сидоренко, 1961). Материалы по петрографическому составу валунов и галечной фракции "донных морен" западной части Кольского п-ва, показывающие их тесную связь с местными коренными породами, приведены в отчетах по валунным поискам (Чувардинский и др., 1978, 1980, 1984), а также в ряде геолого-съемочных отчетов Карельской, Центрально-Кольской и Тематической экспедиций ПГО "Севзапгеология".

В монографии "Четвертичный покров Балтийского щита" (1988) эти данные подытожены и сделаны следующие важные выводы:

1. При малой мощности четвертичного покрова (до 10 м) обломочный материал ледниковых отложений щита надежно отражает состав подстилающих их коренных пород.

2. Мелкозем морен по минеральному составу и составу химических элементов близок к составу подстилающих их пород фундамента при мощности морен до 10 м. Связь их с коренным субстратом проявляется и при мощности до 20 м, а в отдельных случаях и до 50 м.

3. В условиях небольших мощностей морены, заключенный в ней обломочный материал (особенно в ее нижних слоях) является наилучшим индикатором подстилающих пород фундамента.

Соглашаясь с этими выводами, следует отметить, что заключения о тесной связи состава валунов “морены” именно с подстилающими породами не всегда корректны. Такие выводы зачастую базируются на изучении состава валунов “морен”, перекрывающих обширные поля гнейсов, зеленокаменных пород, крупные массивы гранитов и т.д. Действительно в таких районах валуны нередко на 90% и даже на 100%, состоит из комплекса пород, в полосе которых лежит “морена” Но ведь валуны могли быть перемещены из любых частей контура этих пород. Поэтому с таких случаях следует говорить не о прямой связи валунов с подстилающими породами, а о связи с местными породами, о небольшом переносе валунов.

Наши исследования в западной части Кольского п-ова (на участках развития небольших массивов базитов и гипербазитов) показали, что валуны и глыбы основных и ультраосновных пород смещены с этих массивов на расстояние от десятков до нескольких сотен метров и первых километров (Чувардинский и др., 1980, 1984).

В составе “морены”, перекрывающей наиболее мелкие массивы с поперечным сечением до 100 м, валуны на 90-100% состояли из вмещающих гнейсов, амфиболитов, гранито-гнейсов. Лишь единичные валуны подстилающих габбро-норитов и перидотитов встречались в “морене”, лежащей на поверхности таких массивов.

Валунное опробование, проведенное на одном из небольших интрузивов - массиве Пауст-2 (пробы по 100 галек в каждой отбирались из горных выработок, пройденных в контуре массива) не выявило ни одного обломка подстилающих пород в 10 пробах, и лишь в 5 пробах они составили 3-5%. Массовое скопление валунов и крупных глыб (до 15 м в поперечнике) пород, слагающих массив - габбро-норитов, перидотитов и пироксенитов, наблюдаются близ северного контакта этого массива и на северо-востоке от него (рис.75). Основная масса глыб и валунов смещена с массива на расстояние 50-150 м, а наиболее дальний перенос валунов - до 1 км прослежен в северо-восточном направлении.

Подобные исследования на более крупных интрузивах (никеленосные массивы базитов и гипербазитов на участке Пауст-1) показали, что в составе валунов “донной морены”, перекрывающей массивы, имеются валуны пород, слагающих массивы в количестве до 10-15%, но они группируются ближе к их контакту - по направлению сноса. Массовые скопления валунов этих массивов и здесь картируются за пределами контура массивов (рис.76).

Близкие результаты были получены и при изучении валунных шлейфов никеленосных массивов базит-гипербазитов Карикъявр-1 и Западный Карикъявр (бассейн р.Титовка) (см. рис.83). В контуре этих массивов валуны подстилающих ультраосновных и основных пород содержатся в количестве, не превышающем нескольких процентов. Основная часть валунов и глыб смещена с массивов в северо-восточном направлении на расстояние от десятков метров до нескольких сотен метров, а массовое скопление глыб рудных пироксенитов и перидотитов, аналогичных породам массива Карикъявр-1 закартировано в 1.5 км к северо-востоку от него. Здесь валунный шлейф внезапно обрывается.

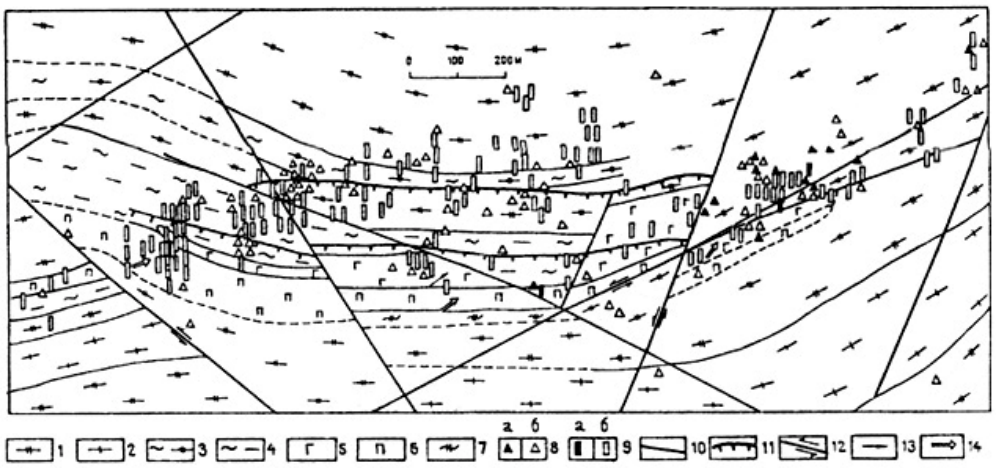


Рис.75. Схема разноса рудных и безрудных валунов на участке Пауст-2 (Солозерская площадь) (В.Г.Чувардинский, 1987)

1 - гнейсо-граниты; 2 - гнейсы мигматизированные; 3 - гранато-биотитовые гнейсы; 4 - плагиоамфиболиты ; 5 - нориты; 6 - перидотиты, пироксениты; 7 - амфиболиты по ультраосновным породам; 8 - валуны, глыбы перидотитов и пироксенитов: а) рудные, б) безрудные; 9 - валуны, глыбы норитов, габбро-норитов: а) рудные, б) безрудные; 10 - разломы; 11 - надвиги, 12 - сдвиги; 13 - тектонические штрихи; 14 - направление преобладающего скоса валунно-глыбового материала

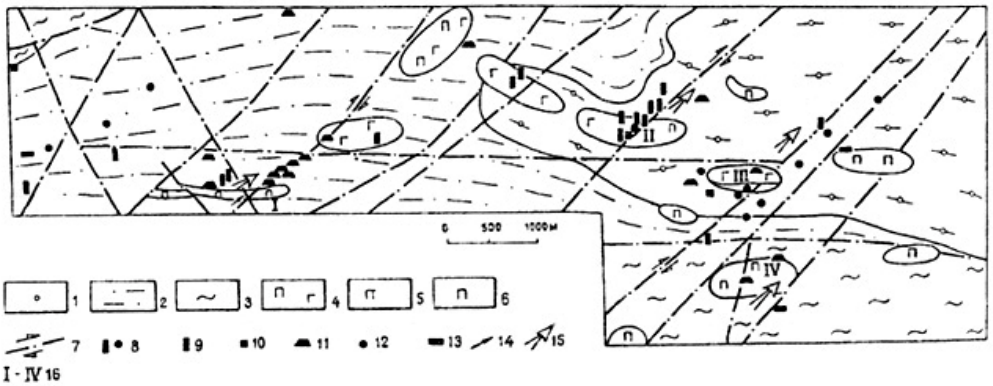


Рис.76. Геологическая схема результатов валунных поисков на Солозерской площади (В.Г.Чувардинский, 1987)

1 - кордиерито-биотитовые, кордиерит-гранато-биотитовые гнейсы; 2 - гранато-биотитовые, биотито-амфиболовые гнйсы; 3 - амфиболиты, биотито-амфиболовые гнейсы; 4 - габбро, габбро-нориты, нориты; 5 - пироксениты; 6 - перидотиты; 7 - неотектонические разломы; 8 - рудные валуны (содержание никеля 0.6-1.5%); 9-13 - состав пород в рудных валунах: 9 - нориты, габбро-нориты, 10 - пироксениты, 11 - перидотиты, 12 - амфиболо-серпентиновые породы; 13 - амфиболиты; 14 - тектонические штрихи; 15 - направление перемещения валунно-глыбового материала; 16 - никеленосные массивы базит-гипербазитов (I-III) и гипербазитов (IV)

Таким образом, приведенных примеров вполне достаточно, чтобы констатировать: валунно-глыбовый материал “донных морен” Балтийского щита в своей массе испытал определенное перемещение. На одних участках щита перемещение материала невелико: десятки метров, первые сотни метров.

В других районах часть валунов перемещена на несколько километров, и даже на расстояние до 10-15 км и иногда более. Причины неравномерного перемещения валунно-глыбового материала и механизм этого перемещения рассмотрены в разделах 3.6, 4.7, 4.8.

О мелкоземе “донной морены”

Вопрос происхождения мелкозема - песчано-глинистой составляющей “морены” немаловажен. Выше отмечалось, что мелкозем “морены”, также как и валунно-глыбовый материал, имеет тесную связь с местными (“подстилающими”) коренными породами. Указывалось на сходство минерального состава и состава химических элементов с местными породами, подчеркивалась зависимость цвета песчано-глинистых отложений от цветовой гаммы местных пород. Каково же происхождение мелкозема? Сформировался ли он в процессе перетирания ледником кристаллических пород и валунов, как это трактуется в контексте ледниковой теории, или имеет другой генезис? Исследования В.Я.Евзерова, А.П.Афанасьева, А.В.Сидоренко показали, что мелкоземистая составляющая “морена” обнаруживает много общего с материалом кор выветривания, остатки полей которых и ныне развиты в ряде районов Кольского полуострова.

На основании проработки большого фактического материала В.Я.Евзеров пришел к следующим выводам: “распространенное мнение об истирании ледником... обломочного материала до размера алевролита, равно как и предположение об образовании больших масс частиц песчано-алевролитовой размерности в результате истирания движущимся ледником скального ложа, ничем не аргументировано. Гораздо более естественным представляется объяснение высокого содержания алевролитовых частиц в морене (нередко 20-40%) их заимствованием из миоцен-плиоценовых кор выветривания кристаллических и осадочных пород” (Евзеров, 1983, стр.90).

Основным источником мелкозема “морены” были песчано-глинисто-дресвяные (гидрослюдистые) коры выветривания миоцен-плиоценового возраста. На это указывают следующие факты: глинистая фракция “морены” состоит из минералов, характерных для кор выветривания данного типа - гидрослюды, иллита, вермикулита, минералов группы каолинита, галлуазита и некоторых других (Афанасьев, 1977). Для песчаной фракции “морены” характерно высокое содержание устойчивых к выветриванию минералов (сохранившихся поэтому в корах выветривания) - граната, дистена, силлиманита, циркона, рутила, ильменита, лопарита, кварца.

Мощность песчано-глинисто-дресвяных гирослюдистых кор выветривания, сохранившихся на больших площадях в восточной половине Кольского полуострова (бассейн р.Поной, руч.Коловай) составляет в среднем 2-6 м, а мощность остаточных полей кор этого типа в центральной и западной частях Кольского полуострова варьирует от первых метров до 40 м (Афанасьев, 1977). Переотложение этих кор выветривания, (а оно происходило, как это будет показано ниже, путем перемешивания с валунно-глыбовым материалом разрушаемых дислоцированных тектонических блоков) вполне достаточно для формирования мелкоземистой составляющей “морены”, являющейся по существу тектоно-механической смесью. Мощность “донных морен” Кольского полуострова и Карелии (а так же Финляндии), как известно, колеблется от первых метров, до нескольких десятков метров, в среднем составляя 4 м.

В процессе формирования валунно-глыбовых отложений в их состав включались также морские, озерные и аллювиальные четвертичные отложения. Определенная часть мелкозема поставлялась за счет дробления и перетирания пород в зонах разломов.

Можно считать, что мелкозем “морены” гитерогенный, но его доминирующей частью является материал гидрослюдистых кор выветривания.

4.2. Черты структурного и текстурного строения “донных морен”

За последние 15 лет были достигнуты большие успехи в изучении структур и текстур валунных отложений Балтийского щита и Русской платформы в целом (работы А.Д.Лукашова, Ю.А.Лаврушина, С.И.Рукосуева). Эти работы выявили ряд неизвестных ранее особенностей внутреннего строения “морен”. Оказалось, что в толще “донных морен” наблюдаются многочисленные сложные разрывные дислокации, для них характерна общая деформированность отложений, текстуры динамического типа.

Так, в “донных моренах” Карелии установлено широкое развитие чешуйчатых надвигов, сколов, трещин отрыва. Внутри и в подошвенной части “моренного” пласта на плоскостях сколов наблюдаются зеркала скольжения и зоны катаклаза. Характерна и общая брекчированность толщи “морены” (Лукашов, 1980, 1986; Рукосуев, 1982, 1986). Этими же исследователями в толще морены установлены разного рода смятия, в том числе складки продольного и поперечного изгиба, будинаж-структуры, мелкая пластинчатость.

Разрывные дислокации - надвиги, сколы, нарушенность валунных отложений, включение в них клиньев песков, глинистых отторженцев наблюдались нами на Кольском п-ове в разрезах по дороге Никель-Приречный, в районе г.Бол.Кариквайвишь - оз.Шульгуявр, шурфах на детальном участке Солозеро (бассейн р.Лотта). В приподошвенных частях “морены” на участке Солозеро (Пауст-2) зафиксированы притертые галечно-щебнистые образования типа какиритов, и мелкие зеркала скольжения (Чувардинский и др., 1984).

Ранее многочисленные разрывные дислокации, перемятость “морен” (сложенных различными литологическими разновидностями) наблюдались автором в разрезах между оз.Мунозеро и оз.Индель, в береговых обрывах оз.Вялозеро.

Как показывают литературные данные, широко развиты подобные деформации и в валунных отложениях Русской равнины. Для “донных морен” и здесь характерны массовые нарушения. Толщи “морен” нередко разлинзованы, смещены по надвигам, в них наблюдаются многочисленные ксенолиты подстилающих образований (Астахов, 1984).

И.И.Краснов, Д.Б.Малаховский, В.Г.Ауслендер и И.В.Котлукова (1986), обобщив материалы по строению валунных отложений Северо-Запада России, пришли к заключению, что “для ледниковой формации в целом характерно чешуеобразное залегание, наличие тесной связи с составом подстилающих пород, структур захвата, присутствие ледниковых отторженцев, локальных морен, содержащих в своем составе включения буквально всех горизонтов нижележащих дочетвертичных пород”.

Более того, микроструктурные исследования “морен” Русской платформы показали, что большая часть их разреза представляет неравномернозернистые брекчии со следами давления и течения (Шумилова, 1974).

Исходя из фактического строения “моренных” толщ на Русской платформе (в том числе и на щите), и полной уверенности, что это действительно ледниковые отложения, ряд ученых выдвинули новую теорию образования морены - гляциодинамическую. (Лаврушин, 1976, Лукашов, 1980, 1986, Левков, 1980, Астахов, 1984, 1987). “Старая” теория, согласно которой формирование морены происходит путем таяния льда и вытаивания из него включений моренного материала, была объявлена неправильной, “не выдерживающей никакой критики” и “не заслуживающей, чтобы на ней останавливаться” (Лаврушин, 1976). Что же предлагается взамен “старой” теории формирования морены, каков “новый” механизм ее формирования?

Видный представитель новой концепции Ю.А.Лаврушин в монографии “Строение и формирование основных морен материковых оледенений” (1976) пишет о преобразовании мореносодержащего льда в готовую морену непосредственно под ледником и сохранении в ней всех структур и текстур, присущих придонным частям льдов. “Мореносодержащий лед, указывает Ю.А.Лаврушин, в ходе своего движения, т.е. на стадии транспорта обломочного материала, постепенно преобразуется в достаточно компактную массу, также продолжающую свое послойно-дифференцированное движение, но уже имеющую все характерные черты готовой морены. По сути дела эта готовая морена уже обладает той самой структурой и текстурой, которая и дальше сохраняется в ископаемом состоянии” (с.157).

И далее, “в целом чешуйчато-надвиговое строение моренного покрова отражает осложнение предшествующего пластического течения мореносодержащего льда, находившегося на различных стадиях преобразования, в готовую монолитную морену. Именно поэтому, по отношению к последней чешуйчатые морены, конечно, почти всегда являются в той или иной степени наложенными, вторичными. Однако процесс моренообразования продолжается в зоне развития текстур движения льда по плоскостям внутренних сколов, что позволяет считать формирующиеся при этом чешуйчатые морены также консидиментационными” (Лаврушин, 1976, с.157). Эта длинная цитата приведена для более полного понимания читателем сути новой гляциодинамической теории формирования морены. Эта теория весьма уязвима с точки зрения механики движения природных льдов. Предлагаемые процессы находятся в явном противоречии с физическими свойствами льда. Поскольку этот вопрос уже рассмотрен, здесь следует остановиться на другом аспекте этой проблемы: о возможности преобразования мореносодержащего льда в готовую морену, с сохранением всех присущих ему структур и текстур.

Прежде всего следует отметить, что наличие мореносодержащего льда в современных ледниковых покровах скорее исключение, чем правило. Буровые работы на ледниках Арктики показывают, что они практически лишены придонного мореносодержащего слоя льда, если за него не считать отдельные включения в лед минеральных зерен, агрегатов частиц и включений “неразличимых невооруженным глазом” (см. раздел 1.1).

В тех же ледниковых покровах, где удается выявить мореносодержащие придонные льды, мощность их, при общей толщине ледникового покрова в 2-3 км, колеблется от долей метра до 7-15 м. Отдельные минеральные включения иногда прослеживаются вверх по разрезу ледника на 40-50 м. При этом содержание моренного материала в слое мореносодержащего льда составляет от 0.24% (Гренландия) до 1.6% (Антарктида). А если материал распределить на всю толщу льда, то это будет выражаться в микро-тысячных долях процента. Даже если допускать маловероятный (так и не доказанный авторами новой теории) процесс преобразования мореносодержащего льда в “готовую морену”, то мощность ее не превысит в этих случаях 0.1-0.65 м.

Но могут ли сохраниться структуры и текстуры мореносодержащего льда при образовании морены при столь мизерном содержании в нем обломочного материала? Как поведет себя минеральный детрит, включенный в лед, при таянии огромных, 2-3-километровой толщины, масс материковых льдов. А ведь такое таяние в отношении четвертичного Европейского ледникового покрова придется признать (если, конечно, признается само существование этого ледяного покрова. Более того, это таяние должно было быть просто катастрофическим: в работах палеогеографов период последнего оледенения Европы (валдайского, осташковского) определяется в интервале времени 24-9.4 тыс.лет назад и даже 20-10.5 тыс.лет назад (Келлер, Лаврушин, 1970). За это время ледник должен проползти от Скандинавии до верховьев Днепра и затем расстаять. Если половину отпущенного времени оставить на продвижение ледника, то на его таяние

придется всего 5-
7 тыс.лет. Нетрудно представить, какое огромное количество воды образуется при таянии столь мощного ледникового покрова, каким принято его изображать. И естественно, без участия водных масс не может происходить процесс отложения морен, процесс их многократного оползания, селевого переотложения, перемыва. О каком сохранении текстур и структур в мореносодержащем льду здесь может идти речь? Не поторопились ли похоронить старую теорию таяния льдов сторонники гляциодинамической концепции? Кстати, описание таяния современных ледников на Шпицбергене и действительный процесс формирования морены можно найти в другой монографии Ю.А.Лаврушина "Четвертичные отложения Шпицбергена" (1969), где он пишет: "Характерной чертой долинных ледников Шпицбергена, оканчивающихся на суше, является наличие зоны мертвых льдов. В этой зоне лед прекратил свое движение и пассивно тает... С поверхности зона мертвых льдом сложена плохо сортированным щебнисто-валунным материалом срединных и боковых морен, а также отложениями талых ледниковых вод... Нередко прямо на глазах на склонах ледяных холмов происходит массовое всплывание материала, появляются обнажения льда, начинающего интенсивно таять. В результате у подножия таких холмов появляются труднопреодолимые грязевые болота, иногда соединяющиеся друг с другом в довольно большие грязевые массивы... В периферической части ледников лед уже почти весь вытаял и материал, вследствие воздействия процессов эрозии и оплывания более или менее равномерно распределился по бывшему ледниковому ложу... В целом в рассматриваемой зоне может образоваться взаимоотношение абляционных, основных морен и водноледниковых отложений" (Лаврушин, 1969, с.67-69).

Ю.А.Лаврушин подробно описал здесь таяние горно-долинных ледников, несущих на своей поверхности значительное количество материала склонового происхождения и, кроме того, имеющих в своей нижней части какой-то объем примерзшего терригенного материала. В целом в ледниках горно-долинного типа содержится (на единицу объема льда) несоизмеримо больше включений обломочного материала, чем в материковых льдах. К тому же объем льда и, соответственно, заключенной в нем воды, у материковых льдов также несоизмеримо больше. Следовательно, при таянии материковых ледниковых покровов процессы водного, селевого, солифлюкционного и оползневого перемыва и переотложения вытаивающих из ледника моренных включений будут происходить еще более интенсивно. Особенно это касается предполагаемого осташковского ледникового покрова, который для того, чтобы исчезнуть в отпущенный палеогеографами отрезок времени, должен был таять в катастрофическом режиме.

Если и допускать оледенение Европы, то динамические структуры и текстуры, являющиеся неотъемлемой чертой валунных суглинков и супесей, не могли сохраниться в условиях таяния ледникового покрова, даже если эти текстуры и структуры существовали в слое мореносодержащего льда. Следовательно, генезис текстур и структур и "морен" их вмещающих, должен быть пересмотрен.

Широкое развитие в "основных моренах" Русской платформы разрывных и пликативных дислокаций, зеркал скольжения, зон катаклаза, брекчирования послужило причиной тому, что эти отложения стадии рассматриваться в качестве тектонитов, к ним стали применять термин "катакластический диамиктон", "ортоморены" (Астахов, 1987). Хотя эти отложения по-прежнему рассматриваются в качестве морены, они по существу потеряли климатостратиграфическое значение.

В самом деле, тектоническое скучивание морских и континентальных отложений, ведущее к чешуеобразному залеганию отложений, приводило к столь сложному строению рыхлой толщи, что в отдельных разрезах исследователи насчитывали до 16 "моренных" и "межморенных" прослоев и на этом основании выделяли 16 ледниковых эпох. Тогда как в непосредственной близости от опорного разреза имелся только один слой "морены" и одно

“оледенение”. Не случайно некоторые исследователи приходят к выводу, что “ледниковая формация севера Русской платформы лишь в частных случаях может иметь стратиграфическое значение, главными же для этой формации являются структурные границы” (Астахов, 1987).

4.3. К механизму формирования валунно-глыбовых отложений (Балтийский щит)

Каково же происхождение и механизм формирования валунно-глыбовых отложений (“донной морены”) Кольского п-ова и Карелии? С чем связаны столь характерные для них внутрипластовые и приподошвенные надвиги, общая брекчированность отложений, другие динамические структуры и текстуры? Представляется, что рассматриваемые динамические структуры и текстуры в толще валунно-глыбовых отложений следует относить к разряду тектоно-динамических, а само формирование отложений связывать с теми же неотектоническими дислокациями, которые сформировали “экзарационный” рельеф щита.

Именно приповерхностные дислокации - взбросо-надвиги, сдвиги и сбросы являются причиной формирования валунно-глыбовых отложений с присущими им структурами и текстурами. Эти дислокации взломали самую верхнюю часть кристаллического фундамента, сформировали “экзарационный” рельеф, дали массу валунно-глыбового материала - за счет разрушения смещенных блоков и пластин.

Разрушение смещенных блоков пород, распад их на более мелкие отдельности являлся следствием падения напряжений в дислоцированных элементах (тектоно-кессонный эффект, описанный П.М.Горяиновым и И.В.Давиденко (1979).

Распаду смещенных блоков на глыбы, валуны и более мелкие отдельности способствовала трещиноватость пород, ячеисто-блоковая структура кристаллического основания щита).[1] Другая составляющая валунно-глыбовых отложений - песчано-глинистая фракция, является материалом кор выветривания, перекрывавших коренные породы до их деформации чехлом мощностью до нескольких метров. Механизм формирования валунно-глыбовых отложений в своей основе представляет единый процесс, заключившийся в тектонической деструкции верхней части кристаллического основания щита, распаде на глыбы и более мелкие отдельности дислоцированных элементов, перемешивании этих обломков с песчано-глинистым материалом кор выветривания (рис.77). Немалую роль в последующем переотложении материала играла солифлюкция, оползневые, склоновые процессы.

В зависимости от тектонической активизации того или иного геоблока, зоны разломов, процессы тектонического скалывания, смещения, сдвигания блоков, перемешивания валунно-глыбового и песчано-глинистого материала могли быть однократными или многоразовыми. При однократном цикле тектонического скалывания - смещения формировались поля глыбовых образований и деформированной коры выветривания, которая неравномерно заполоняла межглыбовые пустоты. Такие отложения широко развиты на Кольском п-ове и получили название “локальные морены” (Никонов, 1964). Геологи-съемщики относят их к элювиально-делювиальным отложениям или свалам. Глыбовый материал этих “морен” не испытал значительного перемещения и в общем соответствует составу подстилающих пород.

В зонах долгоживущих разломов - типа Кандалакшского или Ладожского грабенов, дислокационный процесс имел многоцикличный характер и проявлялся на протяжении этапа неотектонической активизации щита. Это приводило к многократному скалыванию кристаллических пород, многократному смещению

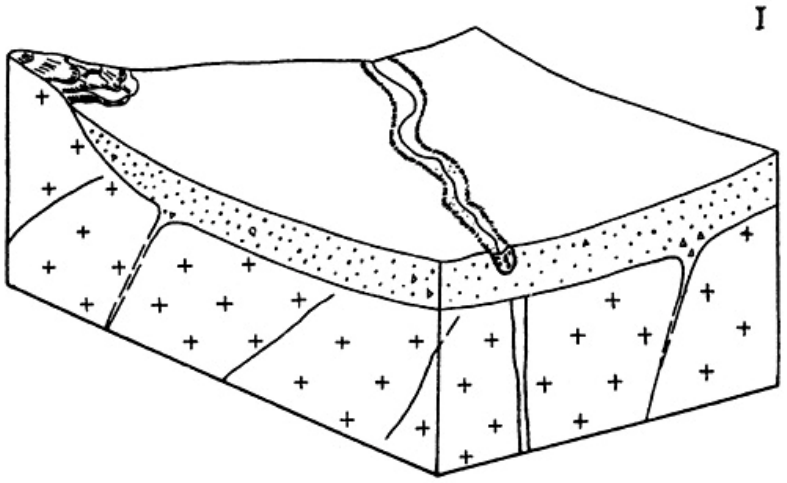
---

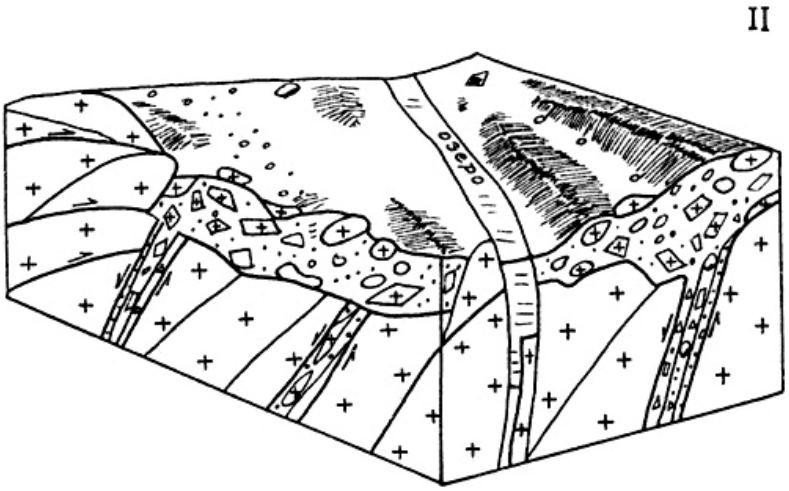
[1] Согласно О.И.Слензаку (1984) ячеисто-блоковая структура “выражается в том, что каждый крупный блок состоит из более мелких, а те из еще более мелких и так далее до глыб, ограниченных трещинами - отдельностями, измеряемыми первыми метрами - десятками сантиметров, которые внутри тоже трещиноваты”.

дислоцированных пластин и их разрушению. При этом происходило последовательное тектоно-механическое перемешивание обломочного материала и пассивное его перемещение на дислоцированных блоках и крыльях разломов.

Если во время первого цикла разломообразования мелкоземистая фракция “морены” формировалась за счет кор выветривания, то в последующие этапы тектонической активизации в дислокационный процесс вовлекались уже четвертичные, морские, аллювиальные и другие отложения. Это приводило к формированию глинистых или галечниковых “морен” с включением эрратических валунов аллювиального или ледово-морского разноса.

Геоблоки и разломные зоны с менее интенсивным проявлением неотектонических дислокаций можно отнести к наиболее типичным. Скалывание блоков пород, перемешивание разрушенных частей с материалами кор выветривания (и другими отложениями) здесь происходило неоднократно, но дислокационный процесс носил локальный характер. На это указывает относительно небольшое перемещение валунно-глыбового материала - до сотен метров и первых километров.





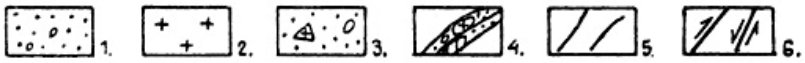


Рис.77. Схема, иллюстрирующая тектоно-механическое формирование валунно-глыбовых ("донно-моренных") отложений Кольского п-ова

а) разрез рыхлых отложений до тектонической активизации участка щита; б) разрез четвертичных отложений, сформировавшихся в результате тектонической активизации того же участка щита. 1 - пески глинистые со щебнем - неогеновая гидрослюдистая кора выветривания; 2 - кристаллические породы (архей); 3 - валунно-глыбовые образования четвертичной системы; 4 - тектоническая брекчия в зоне разлома; 5 - разрывные нарушения; 6 - направление тектонических смещений

Особо следует остановиться на факте, заключающемся в том, что на площадях щита, где неотектоническая активизация была проявлена слабо, “донная морена” отсутствует. Ярким примером этому является восточная часть Кольского п-ова, в центре которой (бассейн рек Поной, Пурнач, верховья Варзуги, Стрельны, Чапомы, Иоканьги) кристаллические породы перекрыты гидрослюдистой корой выветривания и (или) продуктами их перемыва - элювиально-делювиальными отложениями (см. рис.81). Феноменальным является и практическое отсутствие во всей этой обширной (порядка 30-32 тыс. кв.км) области морены. Это нашло отражение и на “Карте четвертичных отложений Кольского полуострова” масштаба 1:1000000 и “Карте четвертичных отложений Северо-Запада РСФСР” м-ба 1:2500000, изданных в 1962 и 1967 гг. ПГО “Севзапгеология” (ред. И.И.Краснов, Н.И.Апухтин) и более мелкомасштабной “Карте четвертичных отложений советской части Балтийского щита”, приложенной к монографии “Четвертичный покров Балтийского щита” (1988).

Обстоятельное описание кор выветривания и элювиально-делювиальных отложений этой обширной области дано А.В.Сидоренко (1958), который пришел к следующим выводам: “Вообще в центре восточной части Кольского п-ова отложений, которые можно было бы рассматривать как ледниковые, нет. Среди маломощного покрова, лежащего на коре выветривания, встречаются крупные глыбы чуждых пород, несущие явные следы абразии, абразионные волно-прибойные ниши и т.п. Они, вероятно, принесены плавающими льдами”. Можно, несколько уточняя выводы А.В.Сидоренко, отметить, что эмбриональные формы “морены” все же есть и на этой территории, но эта “морена” развита фрагментарно и явно тяготеет к немногочисленным зонам тектонически активизированных линеаментов. И здесь “морена” имеет тектоническое происхождение.

Не менее обширная “безморенная” область известна и в Финской Лапландии. Здесь на площади около 30 тыс.кв.км между оз.Инари на севере и Савукоски и Соданкюля на юге, согласно исследованиям В Кайтанена (1985) и других финских геологов, на коренных породах залегают коры выветривания дочетвертичного возраста, элювиально-делювиальные отложения и наблюдаются многочисленные колонны останцов кристаллических пород - торов.[1]

Если сохранность дочетвертичных кор выветривания и отсутствие морены в центре восточной части Кольского п-ова принято объяснять существованием там некоего “мертвого” Понойского ледникового покрова (М.А.Лаврова, А.Д.Арманд и др.), то допущение такого же “мертвого” льда в Лапландии поставит вопрос, каким образом скандинавский ледник двигался на Кольский п-ов? Переваливал ли он через “мертвый” покров или, если да, то почему не оставил морену хотя бы поверх “мертвого” ледникового покрова, с тем, чтобы после таяния последнего дать ей возможность спроектироваться на земную поверхность. Если же скандинавский ледник не перевалил Лапландский “мертвый покров”, то каков был маршрут наступления этого ледника на Кольский п-ов?

Такие же вопросы возникают и при рассмотрении понойского “мертвого” ледникового покрова. Если его перекрывал объединенный скандинавско-кольский ледниковый поток (а это, казалось бы, предусмотрено ледниковой теорией - ведь восточная граница упомянутого потока проводится в районе Тимана), то почему отсутствует морена хотя бы этого ледника.

---

[1] Полоса развития кор выветривания и элювиально-делювиальных образований продолжается из Финской Лапландии и на Кольский п-ов, захватывая бассейн верхнего течения рек Нота и Падос (Евзеров, 1983).

Подытоживая материалы по “безморенным” областям, можно подчеркнуть, что на этих тектонически малоактивных геоблоках почти не проявились процессы неотектонического скалывания - смещения, столь характерные для большей части Кольского п-ова и Карелии. Это с одной стороны предохранило дочетвертичные коры выветривания от разрушения, а с другой не привело к формированию чехла “донной морены”. По этой же причине здесь не был сформирован “экзарационный” рельеф, с его глубокими тектоническими озерами, шхерами, фиордами, бараньими лбами и курчавыми скалами.

Имеется еще один тип “морены” - существенно глыбовый (или глыбово-щебнистый). Такие образования характерны для гранитоидов Мурманского блока и они рассматриваются то в качестве “донной морены”, то картируются как элювиально-делювиальные свалы. Однако, поскольку эти “свалы” подстилаются отполированными и штрихованными кристаллическими породами (зеркалами скольжения), то их следует относить к тектоническим образованиям. Это продукты распада дислоцированных приповерхностных блоков пород. Отсутствие в их составе песчано-глинистой фракции вероятнее всего связано с тем, что кристаллические породы на значительных площадях Мурманского блока были обнажены. Кора выветривания на них не сформировалась или была снесена до начала неотектонической активизации.

Рассмотренные процессы привели к образованию описанных выше динамических структур и текстур в толще валунно-глыбовых отложений. Наличие этих структур и текстур является дополнительным признаком тектонического генезиса “морены”, так как их природа обусловлена самим механизмом формирования валунно-глыбовых отложений. Перемешивание и перемещение рыхлых отложений под воздействием дислокаций в подстилающих коренных породах неизбежно вызывает разного рода нарушения и смещения в перекрывающем рыхлом чехле. В зависимости от мощности чехла, масштабов и типа тектонических смещений, в перекрывающих отложениях могли возникать сколы, трещины растяжения, мелкие сбросы, чешуйчатые надвиги, складки продольного и поперечного изгиба, будинаж - структуры.

На участках проскальзывания рыхлых отложений - а они наиболее многочисленны на границе между кристаллическим ложем и подошвой отложений возникали зеркала скольжения, зоны брекчирования и катаклаза. Подобные структуры могли формироваться и при надвигании блоков кристаллических пород на рыхлые отложения.[1] И тот и другой процесс может привести к скучиванию отложений, образованию “холмисто-моренного” рельефа.

Динамические структуры и текстуры можно условно подразделить на конседиментационные и постседиментационные. Первые образовались на стадии формирования валунно-глыбовой толщи. Они почти повсеместны, но плохо выражены, носят следы многочисленных повторных нарушений, по ним развиваются вторичные явления - например мерзлотная слоеватость (сланцеватость). Это и понятно, так как отложения в процессе своего формирования претерпели неоднократное смещение и перемешивание не только под влиянием тектонических движений, но и в результате солифлюкционных процессов, оползания, размыва, общего нивелирования под действием склоновых процессов.

Нарушения постседиментационного типа отражают последний, самый молодой цикл тектоно-динамического процесса, поэтому они хорошо выражены - особенно чешуйчатые надвиги. Они нередко формируют “холмисто-моренный”и грядово-кольцевой рельеф.

Механизм передачи напряжений в чехол рыхлых отложений под воздействием тектонических движений в фундаменте требует дополнительных специальных исследований. В частности, необходимо определить, в каком состоянии находились рыхлые отложения в период их формирования и смещений. Вполне вероятно, что в отдельные этапы, в частности в

---

[1] В практике геологических работ неоднократно отмечалось перекрытие рыхлых отложений, т.ч. песчаных, крупными блоками и глыбами коренных пород. Они, видимо, являются распавшимися надвиговыми пластинами.

верхнечетвертичное время, они были скованы вечной мерзлотой. А мерзлые отложения по своим прочностным свойствам приближаются к скальным и полускальным породам (Цытович, 1973), Они иначе реагировали на дислокации в фундаменте, более того, тектонические напряжения фундамента могли передаваться и им. Отсюда возможность сколовых смещений осадочных вечномерзлых пород под действием тех же касательных напряжений, какие вызывали приповерхностные дислокации в фундаменте.

Необходимо остановиться еще на одном геологическом признаке, который обычно выдвигается в качестве наиболее важного доказательства ледникового генезиса валунных отложений - наличие в их толще штрихованных и полированных валунов "плосковыпуклой" и "утюгообразной" формы. Действитеьлно, такие валуны характерны для валунно-глыбовых отложений Кольского п-ова.

Полировка граней валунов, штриховки на них - это результат образования части таких валунов за счет распада на глыбы и другие отдельности аллохтонных блоков, подошва которых представляет собой серию зеркал скольжения. На таких валунах штрихи имеют все черты их тектонического генезиса - общий параллельный рисунок, наличие поперечных сколов, а нередко и пленку стресс-минералов, катаклазитов и милонитов. Вообще для валунов и особенно глыб "донной морены" характерны многочисленные следы скалывания, в том числе и серповидные знаки. Во многих случаях внутри валунов и глыб можно выявить серию мелких зеркал скольжения - путем отделения от них молотком или кувалдой кусков породы.

Другая часть валунов - уплощенной и утюгообразной формы - это материал тектонических брекчий. В условиях приповерхностных разломов тектоническая брекчия, хотя и невелика по мощности, но развита в разломах любого типа. Особенно характерна она для надвигов, где формируется за счет срыва пластов, отщепления кусков пород в подошве дизъюнктива. В разломах сдвигового типа формирование брекчии идет за счет отторжения приразломных блоков, тектонических клиньев, отщепов породы и т.п.

В процессе смещения крыльев разломов или отдельных приразломных блоков этот материал дробится, прокатывается, уплощается - вплоть до образования валунов утюгообразной формы. Поверхность валунов из тектонической брекчии отполирована, покрыта разноориентированными пересекающимися штрихами и шрамами.

Вообще уплощенные и утюгообразные валуны со штриховкой и шрамами - характерная деталь строения тектонической брекчии любого возраста и любой геологической формации. Имеется обширная научная литература, где дано подробное описание строения тектонических брекчий, приводятся фотографии штрихованных уплощенных и утюгообразных валунов (Лукьянов и др., 1975; Александров и др., 1975, 1980; Щерба и др., 1975; Белоусов, 1948, 1985). В этих же и ряде других работ дано описание формирования тектонической "морены", тектонических тиллитов". Эти же образования известны как "тектоническое месиво", согласно В.С.Буртману (1973) "возникшее в подошве и (или) под подошвой двигавшейся тектонической пластины в результате механического воздействия на породы".

В приповерхностных разломах Балтийского щита "тектоническое месиво", подобное описанному, не формируется. Здесь процессы тектонического дробления и перетирания материала скромнее, но в зонах региональных разломов, в том числе глубинных, такие брекчии вполне вероятны (см. рис.58).

Подводя итог изложенному материалу, можно констатировать, что на Балтийском щите сформировалась своеобразная толща валунно-глыбовых отложений четвертичного возраста. Они залегают непосредственно на кристаллических породах фундамента, состав валунов и глыб в них отвечает составу местных и подстилающих пород, а мелкозем преимущественно является продуктом переотложения гидрослюдистых кор выветривания. Для этих отложений характерны динамические структуры и текстуры, свидетельствующие о их неоднократной деструкции и перемещении.

Валунно-глыбовый материал также несет черты тектоно-динамического происхождения; полировка и штриховка граней, сколы, уплощенная и утюгообразная форма некоторых валунов. Перемещение валунов и глыб в составе рассматриваемой “донной морены” происходило вдоль разломов и разломных зон на расстояние от первых десятков метров до первых километров и реже до 10-15 км от коренного источника.

Можно еще раз подчеркнуть, что формирование валунно-глыбовых отложений обусловлено неотектонической активизацией щита, широким развитием приповерхностных взбросо-надвигов, сдвигов и сбросов, распадом на глыбы и более мелкие отдельности дислоцированных блоков, перемешиванием валунов и глыб с песчано-глинистым материалом кор выветривания. Эти процессы, в зависимости от степени активизации разломов и разломных зон имели одно- или многократное действие, что влияло на литолого-структурное строение отложений и дальность перемещения валунно-глыбового материала.

Таким образом, валунно-глыбовые отложения Балтийского щита не являются донной (основной) мореной и к ним предлагается применять термин “диакласти́ты” от словосочетаний “диаклаз” - разрыв, трещина, кластиты - обломочные отложения.

4.4. Водные “морены”, ледово- и ледниково-морские отложения

На Кольском п-ове, в Карелии и северных районах Русской равнины наряду с “донной” мореной выделяют водные морены: потоково-абляционные морены, бассейновые морены, ледниково-морские отложения (Рухина, 1973).

Е.В.Рухиной (1973) дана подробная литологическая характеристика этих отложений. Вкратце она изложена ниже.

Потоково-абляционная “морена” по объему на 30-50% из галечно-валунного материала, среди которого значителен процент дальнепринесенных галек и валунов. Песчаная и гравийная фракция этой морены составляет 50-60% ее объема, хорошо перемыта и нередко слоиста. Согласно Рухиной, этот тип морены близок к флювиогляциальным отложениям. Валуны в “потоков-абляционной морене”, как и тождественных ей флювиогляциальных отложениях обычно хорошо окатаны, не имеют штриховки и полировки. Их общая отшлифованность водного происхождения.

Бассейновые “морены” могут быть гляциально-морскими, ледово-морскими и пресноводными. Отличительной их чертой является сравнительно небольшое содержание валунов и гальки (10-15%) и повышенное содержание песчано-алевролитовой и глинистой фракций - соответственно, 40-45% и 20%. Валуны обычно окатаны, размеры их редко превышают 1-1.5 м в поперечнике, состав в значительной мере эрратический, дальнепринесенный. Отложения абляционных и бассейновых “морен” могут переслаиваться в разрезе.

Дополнительно можно подчеркнуть, что для водных “морен” характерно отсутствие непосредственной связи валунов и мелкозема с породами ложа, морены этого типа несут следы сортировки, водной обработки, они нередко слоисты. Галечный и валунный материал, как правило, окатан. Количество галечно-валунного материала, которое указывалось Е.В.Рухиной для потоково-абляционных и бассейновых “морен” в целом справедливо для Карело-Кольского региона, но в отношении ледово- и ледниково-морских валунных суглинков Русской равнины (и Западной Сибири) явно завышено. Количество валунов и галек в этих отложениях составляет первые проценты, а то и доли процента и основная масса - 95-98% представлена песчано-алевролитовой и глинистой фракцией (Кузин, 1981, 1983; Попов, 1953, 1965; Данилов, 1978; Филиппов,

1987). Формирование водных “морен” следует связывать с аллювиальной, озерной и морской (ледово-морской) деятельностью. В частности, на Кольском п-ове выделяются как пресноводные фракции перемытых песчано-гравийно-галечных отложений (озерные, озерно-аллювиальные и аллювиальные образования), так и прибрежно-морские и морские. Последние содержат комплексы фораминифер (Чувардинский, 1982, 1985). Особый вопрос - генезис валунных суглинков и супесей, слагающих обширные пространства севера Западной Сибири, Европейского Севера - от предгорий Полярного Урала до бассейна р.Северной Двины и восточной части Кольского п-ова. Данной проблеме посвящена исключительно обширная литература.

Одна группа ученых считает, эти отложения ледниковыми (В.Н.Сакс, С.А.Архипов, В.И.Астахов и многие другие). Другие исследователи доказывают их ледово-морской (или ледниково-морской) генезис (А.И.Попов, И.Д.Данилов, И.Л.Кузин, Н.Г.Чочиа и другие) и рассматривают их как отложения, накопившиеся в замерзающих морях, трансгрессировавших в позднем кайнозое со стороны Арктического бассейна на равнины Западной Сибири и Европейского Севера. Валуны в морские осадки поставлялись припайными льдами, а также айсбергами, как это происходит и ныне в морях Северного Ледовитого океана.

Поскольку, на взгляд автора, эта проблема достаточно убедительно решена в пользу ледово- и ледниково-морской концепции формирования валунных суглинков, отметим лишь основные аргументы, приводимые для ее доказательства.

1. Валунные суглинки содержат комплексы фораминифер, реже остракод и солоноводных и морских диатомовых водорослей. В них присутствуют обломки и, иногда, целые створки морских раковин.

2. Поглощенный комплекс легкорастворимых солей, содержащийся в валунных суглинках, характерен для морских отложений.

3. В толще валунных суглинков имеются аутигенные стяжения и конкреции кальцита, вивианита.

4. Количество валунов и галек в суглинках и супесях не превышает нескольких процентов (на Кольском п-ове до 7-15%) и вполне соизмеримо с масштабами современных дрифтовых процессов - разносом валунов и галек припайными льдами (см. раздел 1.2).

Имеется и ряд других признаков ледового-морского генезиса этих отложений. Они изложены в работах А.И.Попова, И.Д.Данилова, И.Л.Кузина, Г.И.Лазукова, П.Н.Сафронова, Б.Л.Афанасьева, И.Л.Зайонца, В.С.Зархидзе, В.Д.Безроднова, Н.Г.Чочиа, В.В.Филиппова и многих других исследователей.

Отметим также, что ледово-морские отложения в тектонически активных зонах и (или) в зонах динамического влияния разломов подвергались воздействию деструктивно-дислокационных процессов, имевших место в фундаменте и платформенном чехле. Поэтому в их толще нередки различные разрывные и пликативные нарушения, участки смятия, отторженцы, “бескорневые” дислокации, наблюдается чешуеобразное залегание толщ отложений.

Механизм формирования отторженцев и дислокаций для территории Западной Сибири и северо-востока Русской равнины рассмотрен в работах И.Л.Кузина, Р.Б.Крапивнера, П.П.Генералова, Н.Г.Чочиа и С.П.Евдокимова.

4.5. Ленточные глины

Глины, суглинки и супеси, обладающие ленточной (параллельной) слоистостью принято считать озерно-ледниковыми отложениями. По наличию в разрезе ленточных глин обычно устанавливается и ледниковый генезис вмещающих отложений. Широко используются ленточные глины для целей ледниковой хронологии.

Однако, как показывают исследования последних лет и более ранние материалы, ленточные глины Европейского Севера не являются ледниковыми. Из исследований, посвященных генезису ленточных глин важное значение имеют работы Р.Б.Крапивнера, И.Д.Данилова, П.Н.Сафронова, Г.Ц.Лака, которые пришли к выводу о преимущественно морском генезисе ленточных глин и рассматривают их в качестве ваттовых, лагунных, эстуарных и морских сублиторальных осадков.

Помимо данных литолого-фациальных анализов и находок морских организмов в ленточных глинах Западной Сибири и севере Русской равнины (они приведены в публикациях названных исследователей), имеются аналогичные данные и по другим районам. Так, в ленточных глинах Кольского п-ова еще Г.И.Горецким (1941) и М.А.Лавровой (1960) установлен комплекс морских и солоноводно-пресноводных диатомей, характерных для портландиевой морской трансгрессии. Этими же авторами, а также А.А.Полкановым в ленточных глинах была установлена морская портландиевая фауна моллюсков. На основании этих данных М.А.Лаврова (1960) пришла к выводу о возможности формирования ленточных глин и в морских условиях. Довольно богатый комплекс преимущественно морских диатомовых водорослей был выявлен в ленточных глинах Г.Ц.Лаком (1971, 1980) в Карелии, в частности на восточном берегу Ладожского озера. На этом основании Г.Ц.Лак приходит к выводу о морском генезисе ленточных глин и приводит ряд литературных примеров формирования их в древних и современны морях.

Интересные данные о наличии толщ ленточных глин в Прикаспийском и Азово-Черноморском бассейнах приводятся в работах С.А.Архипова, К.К.Маркова, Г.И.Лазукова и В.А.Николаева (1965), Ю.М.Васильева (1969). По этим данным ленточные глины Прикаспия являются осадками хвалынской трансгрессии, в них заключены раковины дидакн, монодакт, дрейссен, адакн, свойственных лиманным и дельтовым условиям обитания.

В Приазовье ленточные глины участвуют в строении так называемой пятой террасы, в них также обнаружены раковины дидакт и дрейссен (Васильев, 1969). Отложение ленточных глин и здесь в основном происходило в лиманных условиях без какого-либо влияния ледника.

Касаясь укоренившихся взглядов на несомненно озерно-ледниковое происхождение ленточных глин севера Европы, отметим еще один важный аспект, противоречащий этой точке зрения. Принято, что ленточные слои отражают в озерно-ледниковом водоеме сезонный режим поступления и осаждения ледниковой мути. Известно также, что ленточные глины в разрезе сохраняют довольно постоянное однообразие, представляя монотонное чередование тонких глинистых слоев и утолщенных супесчаных слоев. Мощность толщ ленточных глин различна в разных районах. Близ южного обрамления Балтийского щита мощность позднеледниковых ленточных глин достигает 25-30 м (Герасимов и Марков, 1939) и количество ленто-пар - 1000 и более (Марков, 1955). В некоторых разрезах (в районе Подпорожья) только часть толщи ленточных глин состоит из 8000 лент (Геология четвертичных отложений..., 1967). На Кольском п-ове известны разрезы, где насчитано до 1000 ленто-пар (Горецкий, 1941), Лаврова, 1960). Эти разрезы также относятся к позднеледниковью.

Исходя из ледниковой природы ленточных глин и довольно монотонно-постоянного строения лент в каждом конкретном разрезе, необходимо полагать, что тающий ледник поставлял в ледниковые или приледниковые озера равномерное количество глинисто-супесчаного материала в течение длительных промежутков времени. Это время, судя по числу лент, для разных озерно-ледниковых водоемов

составляет до 1000
и даже 8000 лет. Если ограничиться довольно обычным числом 400-600
и 1000 ленто-пар, то необходимо допустить стояние и таяние ледника у тех или иных “озерно-ледниковых” бассейнов по 400-1000 лет. (ледниковая стагнация обуславливает необходимое равномерное поступление глинисто-супесчаной мути, отступление же ледника ведет к уменьшению количества такой мути в конкретном пункте, изменению типа слоистости или ее уничтожению).

В принципиальном плане можно допустить столь длительные остановки края ледника у приледниковых водоемов и прерывисто-непрерывное существование таких водоемов на пути отступания ледникового щита, если бы время последней (осташковской) ледниковой эпохи было не ограничено. Однако длительность последнего оледенения (а с ним и связывают отмеченные выходы ленточных глин) определена в интервале 24-10 тыс.лет (Вигдорчик и др., 1970; Арсланов и др., 1971; Последний ледниковый покров..., 1965) и даже еще меньше в интервале 20000-10500 лет (Келлер, Лаврушин, 1970). Если половину этого времени отпустить на наступление ледника, то на его деградацию остается 5-7 тыс.лет. Отсюда ясно, что накопления тысячелетних толщ ленточных глин, в ледниково-озерных условиях не получается. При принятом озерно-ледниковом механизме накопления ленточных глин времени, отведенному для ледниковой деградации, хватило бы лишь на образование ленточных глин лишь в районе южной границы оледенения.

Можно подойти к этой проблеме и с другой стороны. Утверждают (а это неизбежно и из крайней быстротечности, отводимой осташковскому оледенению), что последний ледниковый покров отступал со скоростью 400-450 м в год и более быстро (Марков, 1931, 1955; Малаховский и др., 1969). Стало быть при таких темпах отступания ледникового щита количество ледниковой мути, поступающей в конкретную точку озерно-ледникового водоема сильно изменится даже за один год, не говоря о десятках лет, когда ледник отодвинется на многие километры. Это неизбежно должно сказаться на толщине лент, на характере накопления осадков в целом (возможно, и исчезновении ленточности осадков).

Однако известно немало разрезов (например, в Заонежье), когда число лент с постоянной мощностью достигает 400-500 (Марков, 1931, 1955). Если учесть, что за эти 400-500 лет (соответствующих 400-500 ленто-парам) ледниковое отступление при отмеченных темпах составит 200-250 км, то весьма трудно говорить о неизменно-одинаковом поступлении ледниковой мути (необходимом для формирования толщ ленточных глин с одинаковой толщиной ленто-пар) в один и тот же пункт водоема.

Подводя итог проблеме можно констатировать: для накопления ленточных отложений необходимо постоянство ритмичного режима осадконакопления в течение достаточно длительного времени. Такие условия существуют в прибрежной зоне приливных морей (ватты, лайды) в морских заливах (фиордах, лиманах, лагунах), в западинах морского дна. Ленточные глины могут формироваться и в озерах, имеющих различное питание (дождевое, снеговое или ледниковое). Ленточная слоистость может быть сезонной или отражать более частую ритмичность в поступлении мелкозема (например, при формировании ленточных глин в приливно-отливных условиях), но во всех случаях должны действовать более постоянные природные процессы, чем деградирующий со скоростью 400-500 м в год предполагаемый ледниковый покров.

4.6. О причинах повышенной плотности “морены”

Факты повышенной плотности разнозернистых валунных отложений (“морены”) Восточно-Европейской платформы и других регионов принято интерпретировать как доказательство их ледникового генезиса. Высокая плотность (или низкая пористость) “донной” морены долгое время объяснялась статическим давлением огромного ледника, позднее более важным стали считать гляциодинамическое воздействие этого же ледника (публикации Г.П.Мазурова, Т.И.Лавровой, Н.Г.Верейского, Е.В.Шанцера, Ю.А.Лаврушина).

Такое объяснение природы повышенной плотности “морены” представляется неубедительным по следующим причинам. “Основные морены” по существующим представлениям отлагаются двумя способами: а) вытаиванием моренного материала из толщи тающего ледника; б) путем отслаивания чешуй мореносодержащего льда.

Хотя моренный материал в донной части ледника и испытывает большое давление, но в результате последующего таяния льда и его мореносодержащих чешуй этот эффект должен утрачиваться. Процесс отложения морены идет с участием огромного количества талых вод, перемыва, оползания, переотложения моренного материала.

Из практики гидростроительства известно, что “моренные” грунты при отсыпке их в воду (специальные прудки) быстро восстанавливают свою первоначально высокую плотность без специальных нагрузок и давления, тогда как плотность той же “морены”, отсыпанной “всухую” остается много ниже первоначальной, несмотря на применение разных способов ее уплотнения (Васильев и Алексеев, 1951).

Открытое А.Ф.Васильевым и К.В.Алексеевым свойство “морены” самоуплотняться в водной среде было подтверждено затем лабораторными исследованиями и практикой возведения плотин в Карело-Кольском регионе и других районах (Роза, 1952; Прочухан, 1964; Калинина, 1964). Самоуплотняемость “морены” в водной среде связана прежде всего с разнозернистым строением этого “грунта”, с возможностью перераспределять частицы в водной среде, приобретая тем самым низкую пористость. К близким выводам пришли А.А.Каган и М.А.Солодухин (1971).

Большой вклад в вопрос о высокой плотности “морены” Белоруссии и Средней России внес Н.И.Кригер (1971, 1978), который подтвердил выводы гидростроителей о самоуплотнении “моренного грунта” при отсыпке его в воду. По Н.И.Кригеру высокая плотность “морены” обусловлена ее грансоставом (разнозернистость, близость к составу “оптимальной смеси), влажностью грунта в период седиментации (отложение в водной среде), особенностями рельефа. Эти показатели изменчивы и поэтому пористость “морены” в каждом отдельном разрезе меняется весьма беспорядочно (Кригер, 1978). Н.И.Кригер (1978) указывает: ...”мы не видим в пористости морены надежных следов былого ледникового давления. Подобные факты могут быть объяснены влиянием геологических и физико-географических процессов в настоящее время воздействующих на породу”.

Подводя итог причинам низкой пористости “морены” можно подчеркнуть, что это свойство присуще всем разнозернистым грунтам - состоящим из смеси самого разнообразного обломочного материала (от глинистых частиц до валунов). Другим условием высокой плотности такого грунта является отложение его в водной среде, где различные по грансоставу фракции, самоуплотняясь, заполняют все пустоты формирующихся отложений, делая их низкопористыми.

При отложении действительно ледникового, моренного материала в воду также, видимо, будет сформирована плотная морена. То же относится и к селевым отложениям.

Весьма благоприятные условия для образования плотных валунных отложений имеются при их ледово-морском формировании, при переотложении тектоно-механических смесей в водной (озерной, морской) среде.

4.7. Закономерности перемещения валунно-глыбового материала

Картирование рудных и сопутствующих оруденению валунов показало, что такие валуны нередко образуют закономерно ориентированные шлейфы или конуса рассеивания. Эту закономерность используют в практике валунных поисков рудных месторождений, особенно в Финляндии. Финским исследователем В.Салонен (1987) обобщены результаты валунных поисков в своей стране за более чем полувековой период и построены конуса разноса валунов с рудной минерализацией и безрудных валунов, имеющих установленный коренной источник (рис.78). Всего изучено 500 валунных конусов. Подавляющая часть валунов этих конусов являются составной частью “донной морены”, другая часть (особенно валуны дальнего разноса) относится к “потоково-абляционной морене”. Конуса разноса валунов на рис.78 “донной морены” показаны черным цветом, а абляционной “морены” - крапом.

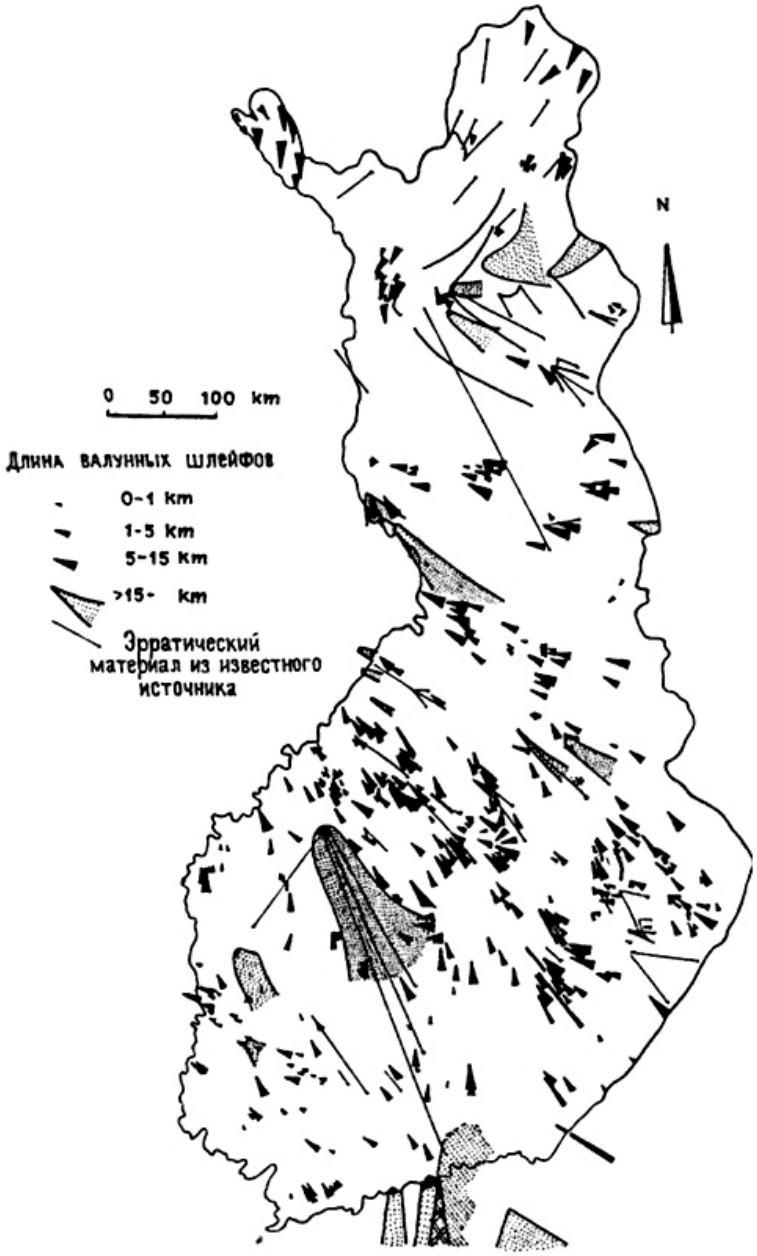


Рис. 78. Схема валунных конусов Финляндии (V.-P.Salonen, 1987)

Изучение конусов разноса валунов “донной морены” показало, что перемещение их от коренного источника, как правило, небольшое и колеблется от десятков метров до 15 км и иногда более. По данным В.Салонен (1987) преобладают конуса разноса валунов 1-5 км длины (около 45% всех конусов), почти столько же (около 40%) зафиксировано валунных конусов длиной 0-1 км, около 15% составляют конуса длиной 5-15 км и несколько процентов более 15 км.

На схеме хорошо видно, что валунные конуса “донных морен” (за исключением некоторых пограничных участков) практически не выходят за пределы

Финляндии. Из анализа схемы следует, что валунные конуса образуют закономерно ориентированные системы. В разных поясах Финляндии перемещения валунов происходило в определенном, достаточно выдержанном направлении.

Так в Северной Финляндии перемещение валунов происходило в СВ и северном (отчасти в СЗ) направлении. В Средней Финляндии это субширотный - в ЮВ направлении и почти широтный - в восточном направлении разнос валунов. В южной половине Финляндии перемещение валунов шло преимущественно в юго-восточном направлении, с некоторыми отклонениями на отдельных участках к меридиональному (южный снос) и субширотному - почти восточному сносу.

Если сопоставить направления перемещения валунов с картой разломной тектоники Финляндии, то ориентировка конусов разноса валунов и простирание разломов удивительным образом совпадают (рис.79). Так в северо-восточной части Финляндии разломы имеют северо-восточное простирание и такое же направление имеет валунный снос. В северо-западной части Финляндии разломы приобретают меридиональное и северо-западное направление - в таком же направлении - в сторону Норвегии происходил снос валунов. В Средней Финляндии явно доминируют разломы субширотного простирания, такую же ориентировку имеют и валунные конуса. Подобная закономерность повторяется и в южной половине Финляндии, где преобладающее простирание разломов - как и валунных шлейфов - субширотное. Разломы контролируют также меридиональное и широтное направление сноса валунов в южных частях Финляндии.

Если сопоставить направление разноса валунов и простирание разломов со схемой штриховки на коренных породах, то обнаруживаются новые совпадения: простирание штриховки совпадает с простиранием разломов и, в свою очередь, с простиранием валунных конусов.[1] Эти удивительные совпадения не могут быть случайными - они парагенетически связаны и отражают единый дислокационный процесс: формирование (или подновление) разломов - смещение приразломных блоков вдоль простирания разломов - образование штриховки того же направления - распад смещенных блоков на глыбово-валунный материал. Многократное повторение этого процесса приводило к последовательному смещению валунно-глыбового материала вдоль разломов, к формированию протяженных валунных конусов.

Рассматриваемые разломы, видимо, являются сдвигами. Сдвиговая природа ряда крупных разломов этой системы в Финляндии подтверждается геологическими данными (“Медно-никелевые ...”, 1985). Признаками сдвигового происхождения разломов является их выдержанное, линейное простирание, вдольразломная ориентировка штриховки.

Процессы вдольразломно-шовного перемещения обломочных масс и выведение их на поверхность в разломах взбросового и взбросо-сдвигового типа рассмотрены в разделе 3.6. Здесь можно лишь привести выводы В.В.Белоусова (1962): Высвобождение материала при горизонтальном сжатии - в надвигах происходит вверх, а в сдвигах происходит его перемещение в горизонтальном направлении. “Вообще говоря, - пишет В.В.Белоусов, - высвобождение материала при горизонтальном сжатии может происходить в любом направлении, перпендикулярном оси сжатия, но не обязательно должно быть направлено вертикально или горизонтально, но может быть наклонным.... Естественно, что в природных условиях при горизонтальном сжатии высвобождение материала вверх должно происходить легче, чем высвобождение его в стороны” (стр.309).

---

[1] Штриховка в Финляндии аналогична таковой в восточной части Балтийского щита и имеет тектоническое происхождение. Финские геологи в вопросе генезиса штриховки и валунных конусов придерживаются классических положений ледниковой теории.

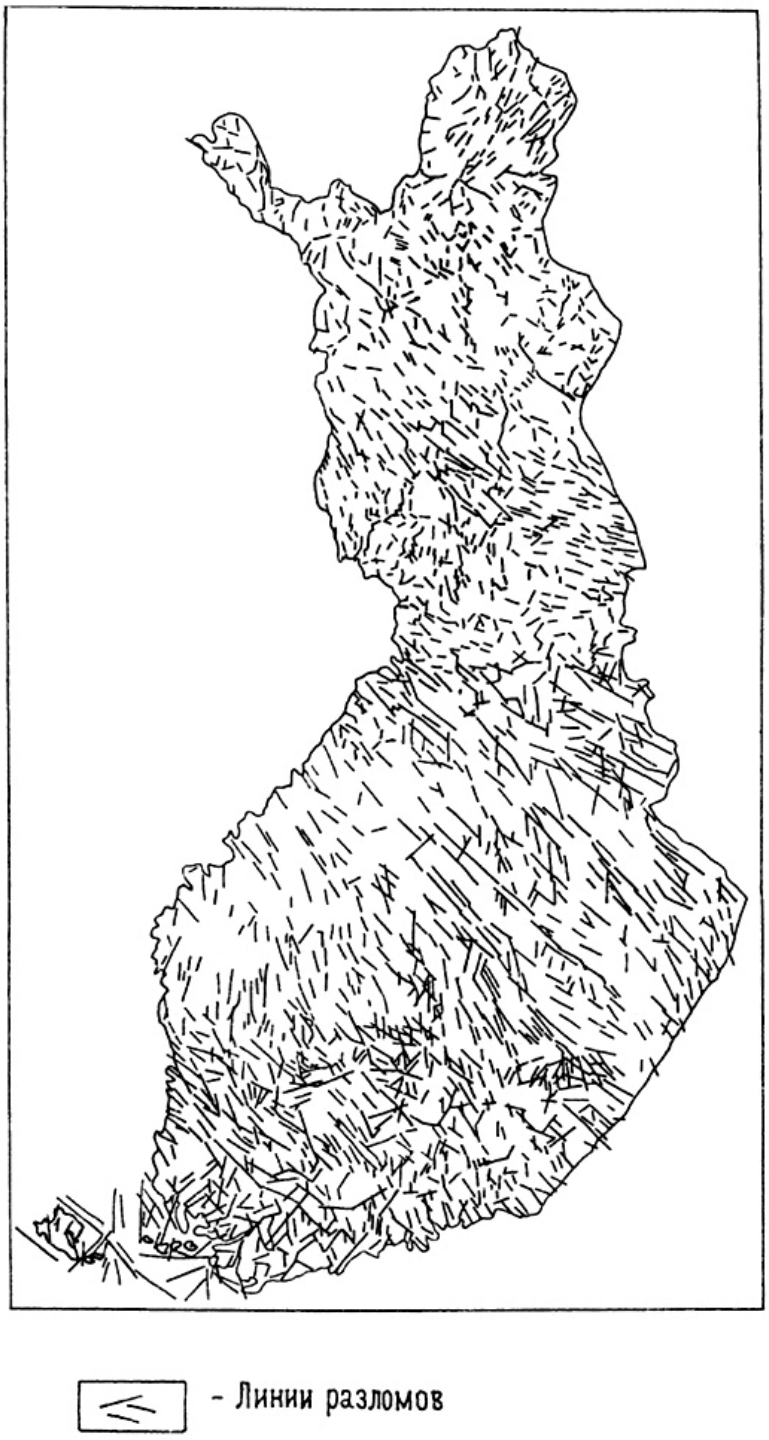


Рис.79. Схема неотектонических разломов Финляндии (по E.Pentilla, 1964)
1 - линии неотектонических разломов

Теоретическое обоснование причин вдольразломного смещения блоков в зоне сдвига дано О.И.Слензаком (1984): “Взаимодействие блоков в зоне сдвига - это процесс перераспределения сдвиговой и нормальной среды, последовательной передачи энергии блока, частям контрблока. Последовательное вовлечение в движение относительно покоящихся блоков приводит к смещению границ сдвиговой зоны от разлома. К блоку со стороны контрблока будут причленяться клинья и плоские блоки, параллельные основному разлому, которые уже вместе с блоками будут двигаться в направлении сдвигового смещения”.

Как было показано, вдольразломное перемещение плоских блоков и клиньев характерно для сдвигов зоны Кандалакшского грабена.

Рассматриваемые дислокационные процессы имеют неотектонический, в основном, четвертичный возраст. Для подтверждения этого тезиса на рис.80 показаны эпицентры исторических землетрясений Финляндии и разломные линии, к которым они приурочены. Живущие ныне разломы совпадают с общим рисунком разломной сети Финляндии, и, следовательно, указывают на унаследовательность общего плана тектонических напряжений кайнозоя и современного этапа.

Совпадение направления разноса валунов с простиранием разломов и штрихов наблюдается в Карелии (Бискэ, 1959) и на Кольском п-ове. Так в северо-западной части Кольского п-ова неотектонически активные разломы и штриховка имеют северо-восточное простирание, в том же направлении перемещен валунный материал. В юго-западной части полуострова простирание неотектонических разломов и ориентировка штрихов идет с северо-запада на юго-восток, а в южных районах области и в Северной Карелии раломы и тектоническая штриховка имеют близширотное простирание. В этих же направлениях - в соответствии с простиранием, перемещены валуны (рис.81).

Длина кольских и карельских конусов разноса рудных валунов, также как и в Финляндии, изменяется от десятков метров до 10-15 км, иногда более. Преобладающее расстояние перемещения рудных валунов - около 3 км.

Возникает вопрос, почему столь устойчиво направление перемещения валунно-глыбового материала, почему система валунных конусов, последовательно сменяя друг друга, имеет устойчивое направление смещения? Сторонники ледниковой теории на этот вопрос отвечают: таково было направление движения ледника.

Многих завораживают подобные утверждения, ведь в правильности ледниковой теории, в устоявшихся представлениях о деятельности ледника (в данном случае покровного) не принято сомневаться.

Между тем, устойчивая транспортировка валунно-глыбового материала в доминирующем направлении и, отмеченное выше, его вдольразломное перемещение парагенетически обусловлены едиными тектоно-дислокационными процессами, происходящими в разломах сдвигового типа.

Это опять-таки можно проиллюстрировать на примере Финляндии, где разломы, вдоль которых идет устойчивое перемещение обломочных масс с северо-запада на юго-восток являются правыми сдвигами (“Медно-никелевые ...”, 1985), Стало быть крылья этих разломов, приразломные блоки и брекчии смещались с северо-запада на юго-восток. Соответствующим образом в этом же направлении, в составе приразломных блоков и рыхлых отложений на крыльях разломов, шло перемещение валунно-глыбового материала. Таким образом, так называемый ледниковый снос из “центра оледенения” (помещаемого обычно в районе Ботнического залива) находит свое физическое обоснование без привлечения гипотезы о великих оледенениях.

Можно заметить, что амплитуда горизонтального смещения по правым сдвигам в Финляндии достигает десятков километров и эти сдвиги активны на неотектоническом этапе, так как хорошо выражены в рельефе и к ним приурочены современные землетрясения (см. рис.80).

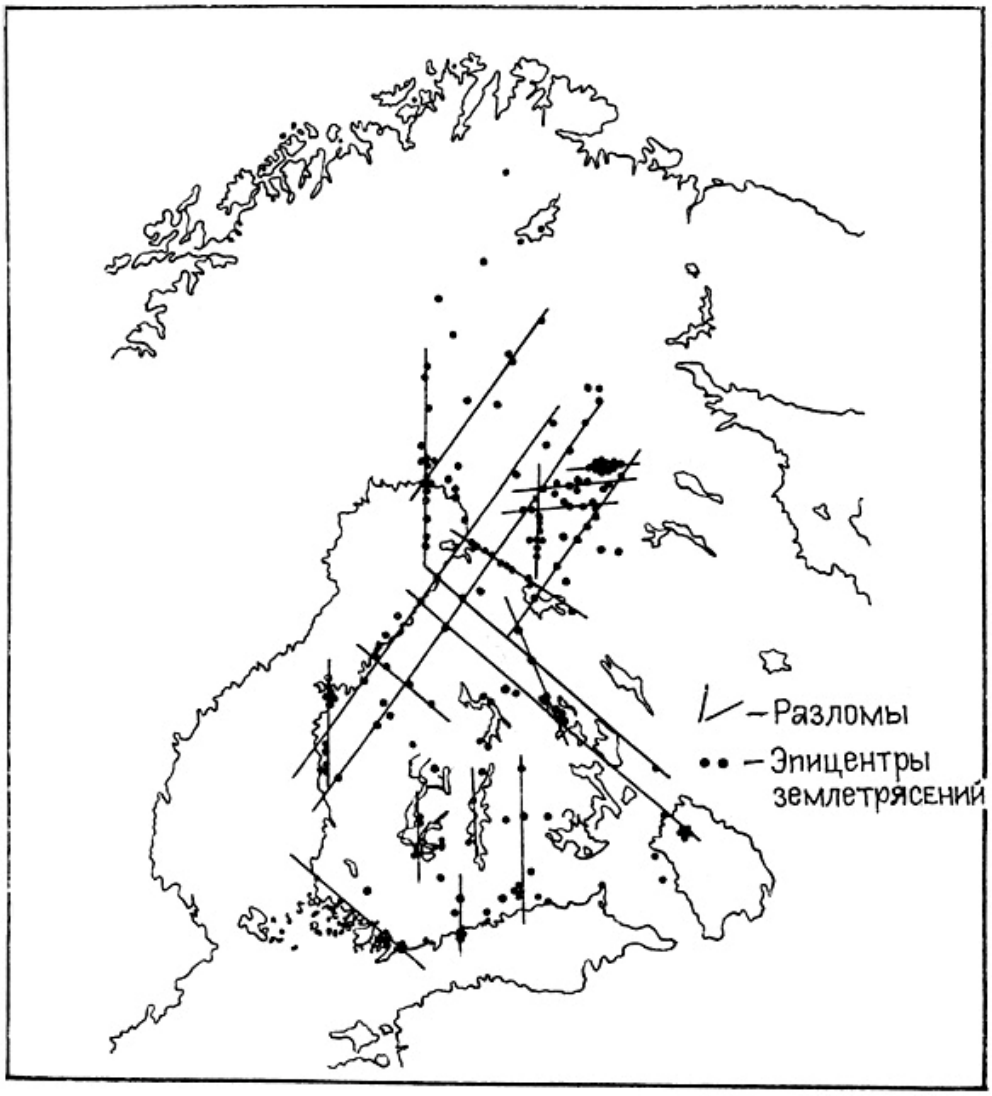


Рис.80. Схема основных разломов Финляндии и эпицентров землетрясений (по E.Pentilla, 1964)

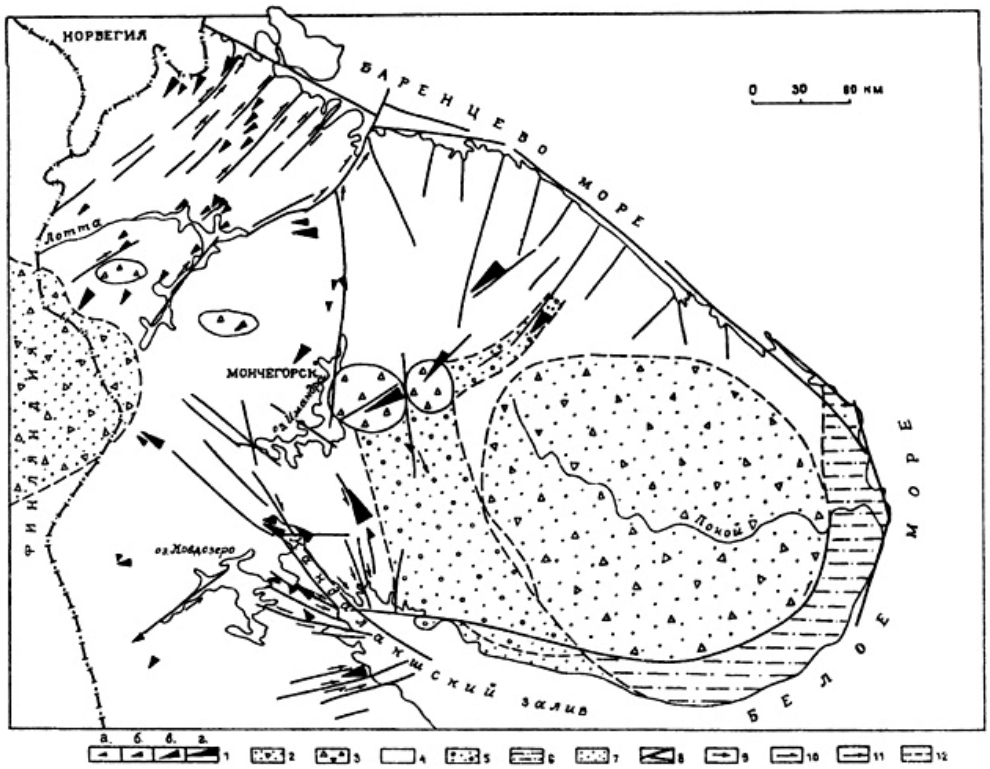


Рис.81. Схема разноса рудных валунов и основные генетические типы рыхлых отложений Кольского полуострова (В.Г.Чувардинский, 1992)

1 - длина шлейфов (конусов) рудных валунов (направление сноса в сторону расширения конуса): а) 0-1 км, б - 1-5 км, в) 5-15 км, г) более 15 км: 2 - неогеновые коры выветривания и неоген-четвертичные элювиально-делювиальные образования; 3 - плейсто-ценовые элювиально-делювиальные образования; 4 - площади преобладающего развития четвертичных валунно-глыбовых отложений (диакластитов); 5 - площади преобладающего развития водных "морен" (верхний плейстоцен); 6 - ледово-морские валунные супеси (верхний плейстоцен); 7 - морские голоценовые пески; 8 - основные неотектонические разломы; 9 - тектонические штрихи на зеркалах скольжения кристаллических пород; 10 - направление смещения блоков и глыбово-валунного материала в зонах сдвигов и взбросо-сдвигов; 11 - направление дрифтового сноса материала; 12 - контуры генетичеких типов отложений

Так 90-километровое горизонтальное смещение по сейсмогенному правому сдвигу (с северо-запада на юго-восток) установлено в Северной Финляндии ("Медно-никелевые ...", 1985). Если за кайнозойский период смещение по этому сдвигу составило всего 10% (то есть 9 км) от девяностокилометровой амплитуды смещения, то и этого вполне достаточно для формирования вдоль сдвига серии валунных конусов разноса,

каждый из которых мог иметь длину порядка 9 км.[1] С учетом смещения приразломных блоков (которое необязательно сопровождалось смещением крыльев сдвига) вдольразломный тектонический транспорт мог быть еще большим (средняя длина валунных конусов в Финляндии составляет порядка 3.5 км).

Подобная зависимость направления смещения валунно-глыбового материала от направления сдвиговых смещений наблюдается и на Кольском п-ове. Так, в зоне Кандалакшского грабена устойчивый юго-восточный снос обломочных масс обусловлен развитием здесь системы сдвигов, крылья и блоки которых смещались с северо-запада на юго-восток. Амплитуда горизонтальных смещений по разломам, проходящих по дну Кандалакшского залива, не установлена, но судя по тому, что, например, по оперяющему Старцевскому сдвигу горизонтальное смещение достигает 1.9 км, по более масштабным кандалакшским сдвигам горизонтальное смещение, видимо, составляет многие километры.

В пределах западной части Мурманского блока разломы сдвигового типа северо-восточного простирания выражены в рельефе весьма отчетливо, что указывает на их неотектонический возраст. Валунно-глыбовый материал здесь также имеет северо-восточный вдольразломный снос.

Вполне возможно, что в дальнейшем направление тектонических смещений будет определяться не только по прямым геологическим признакам (что не всегда возможно), но и по направлению вдольразломного транспорта валунно-глыбового материала.

При этом, конечно, надо четко разграничивать, имеем мы дело с валунно-глыбовыми отложениями “донной морены” (диакластитами) или валунами группы “водных морен”. Валуны последних бессистемно переносились припайными льдами в период морских трансгрессий плейстоцена на расстояние в десятки и сотни километров (например, валуны хибинских и ловозерских пород отмечаются на Терском берегу Белого моря, вплоть до устья р.Поной).

4.8. Формирование конусов разноса рудных валунов

Веера рассеивания рудных валунов в “донных моренах” имеют различную форму и размеры. Классической формой является конусовидный рисунок валунного шлейфа, равномерно - в виде конуса расширяющийся от коренного источника в сторону сноса материала. Наряду с такими “правильными” конусами разноса широко развиты линейные, полосовые валунные шлейфы, шлейфы изометрической формы и другие типы шлейфов (см. рис.75,76). Как уже отмечалось, длина валунных шлейфов в восточной части Балтийского щита изменяется от десятков метров до нескольких километров, иногда до 15 и более километров. Как и в Финляндии, преобладают валунные веера длиной 1-5 км, но значительно (порядка 40%) количество малых вееров разноса - 0-1 км длиной).

Форма, а также длина валунных конусов обнаруживает зависимость от разломно-тектонического строения того или иного района, от типа разломных зон, их порядка, а также размеров разрушаемого тела. Весьма важное, подчас определяющее значение имеет степень неотектонической активизации разлома и разломных зон в целом.

Так при линейно-параллельной ориентировке разломов валунные шлейфы в виде узкой полосы вытянуты вдоль разломов на расстоянии от первых километров до 6-10 км и более (рис.82). При сетчатом рисунке разломной сети, где разломы разных направлений пересекаются под прямым или косым углом, масса валунно-глыбового материала не претерпевает существенного перемещения и группируется вблизи разрушенного разломами тела. Часть материала смещается по наиболее активным разломам (см. рис.75).

---

[1] По данным геологов ПГО “Севзапгеология” в Карелии горизонтальное смещение по некоторым сдвигам только за голоцен (отрезок времени всего 10 тыс.лет) достигает 1 км (“Геоморфология Карелии ...”, 1977).

Наиболее протяженные валунные конуса формировались в зонах разломов сдвигового типа. При активизации разломов-сдвигов происходит смещение не только крыльев разлома, но и, главным образом, вдольразломное перемещение приразломных клиньев и плоских блоков, образующих систему мелких сдвигов, параллельных основному разлому. Происходит также выдавливание (по типу взбросов) узких приразломных блоков-клиньев в направлении общего сдвигового смещения. Поэтому валунно-глыбовый материал - продукт распада дислоцированных блоков, в своей основной массе смещался вдоль простирания сдвигов, формировался линейный, полосовой валунный конус (рис.83).

Для строения сдвиговых зон характерны оперяющие взбросо-надвиги. Обычно они ориентированы косо по отношению к осевому сдвигу. Соответственно, под этим углом перемещается валунно-глыбовый материал. В итоге формировался веерообразный, конусовидный валунный шлейф.

Изучение неотектонических сдвиговых зон показывает, что им присуща еще одна важная динамическая особенность: смещение сопряженных взбросо-надвиговых блоков в системе сближенных сдвигов может идти в направлении близком к сдвиговому смещению.

По нашим наблюдениям в Северном Приладожье на участках развития систем сближенных параллельных сдвигов направление смещения взбросо-надвиговых блоков почти совпадает с простиранием разломов-сдвигов. Иначе говоря, разрывы взбросо-надвиговых структур располагаются не под острым углом, а почти параллельно к сдвигам. На это указывают замеры простирания зеркал скольжения (и штрихов и борозд на них) надвигов и сдвигов. Так, в южной части о.Сюскюянсари на гранитоидах, штрихи и борозды на зеркалах скольжения сдвигов ориентированы на СЗ 340°, как и линии разломов сдвигов, тогда как на зеркалах скольжения надвигов и взбросов тех же гранитоидов штрихи и борозды имеют простирание СЗ - 335°.

В районах мыса Импиниеми на гранодиоритах простирание штрихов и борозд на зеркалах скольжения сдвигов (и самих сдвигов) СЗ-335°, такое же - СЗ-335° имеют простирание штрихи и борозды на зеркалах скольжения взбросо-надвигов, развитых на тех же гранодиоритах. К западу от мыса Импиниеми на сланцах ладожской серии и гнейсах штрихи и борозды на зеркалах скольжения взбросо-надвигов имеют простирание СЗ-330-350°, а на сдвигах - С-0°-СЗ-350°. Близкие соотношения (с отклонением на 10-20°) простирания структур сжатия и сдвига отмечаются и в других районах Северного Приладожья и на отдельных участках Кандалакшского грабена.

Эти наблюдения показывают, что рассмотренные межразломные (“междусдвиговые”) надвиги по существу представляют собой систему плоских сдвигов со взбросовой составляющей. Подошва этих сдвигов-надвигов предопределяется субгоризонтальными трещинами-отдельностей, а толщина смещаемых плоских блоков не превышает (на рассматриваемых участках) 10-20м. Вдольразломное смещение таких плоских блоков, видимо, обусловлено тем, что в системе сближенных параллельных разломов-сдвигов происходит трансформация вектора тектонических напряжений с теоретического угла 45° до 70-80 и даже 90° по отношению к осевым сдвигам. Можно полагать, что эта трансформация вызвана сближенностью сдвигов, тем что векторы напряжений параллельных сдвигов смыкаются в межразломной полосе, образуя единое поле тектонических напряжений. Поэтому межразломные плоские блоки вовлекаются в общее сдвиговое движение, используя для этого те трещины-отдельности, которые совпадают с простиранием сдвиговой зоны, с вектором касательных напряжений.

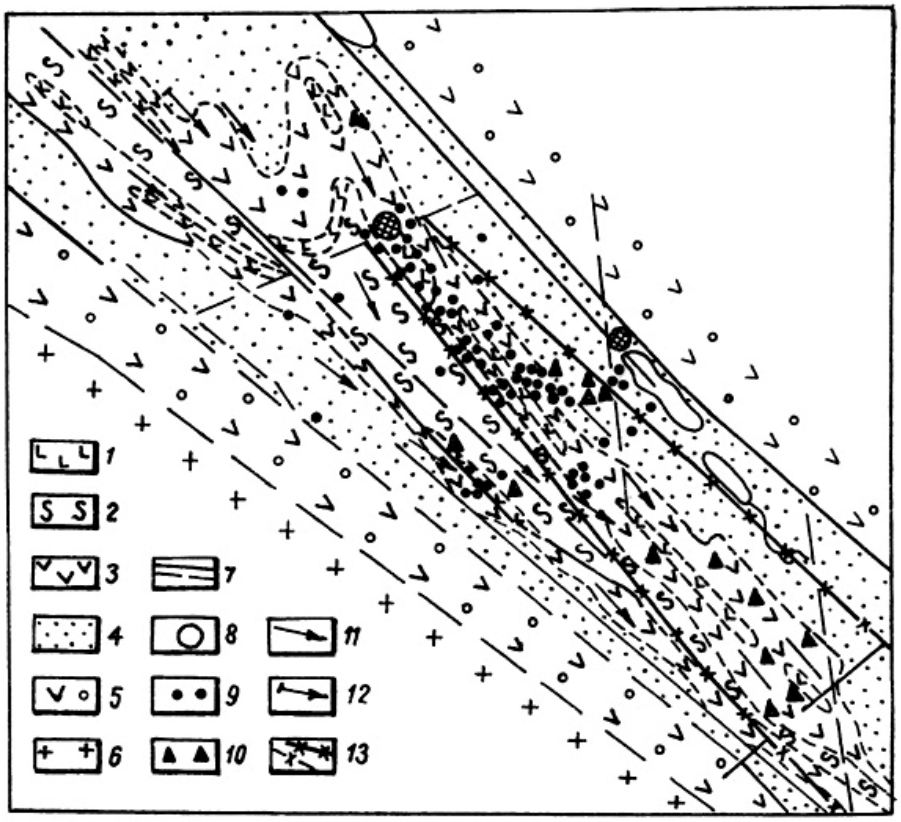


Рис.82. Геологическая схема района дер.Саповаракки и рудный валунный веер от Сапаварского медноколчеданного рудопровления (по Н.Н.Горюновой и др., 1977)

1 - габбро-диабазы; 2 - доломиты, песчаники, сланцы (средний протерозой, верхний ятулий); 3 - метадиабазы, метамандельштейны, метапорфириты; 4 - песчаники, алевролиты, различные сланцы (средний и нижний ятулий), 5 - метадиабазы, метамандельштейны; частью измененные туфогенные породы и зеленые сланцы (нижний протерозой, сумий); 6 - граниты и гнейсо-граниты; 7 - разрывные нарушения, разломы; 8 - медные рудопроявления; 9 - рудные валуны, обнаруженные в толще морены (от 1 до 4 в точке); 10 - рудные валуны, обнаруженные на поверхности; 11 - основные направления переноса валунов (по замерам длинных осей галек); 12 - шрамы; 13 - веер разноса рудных валунов

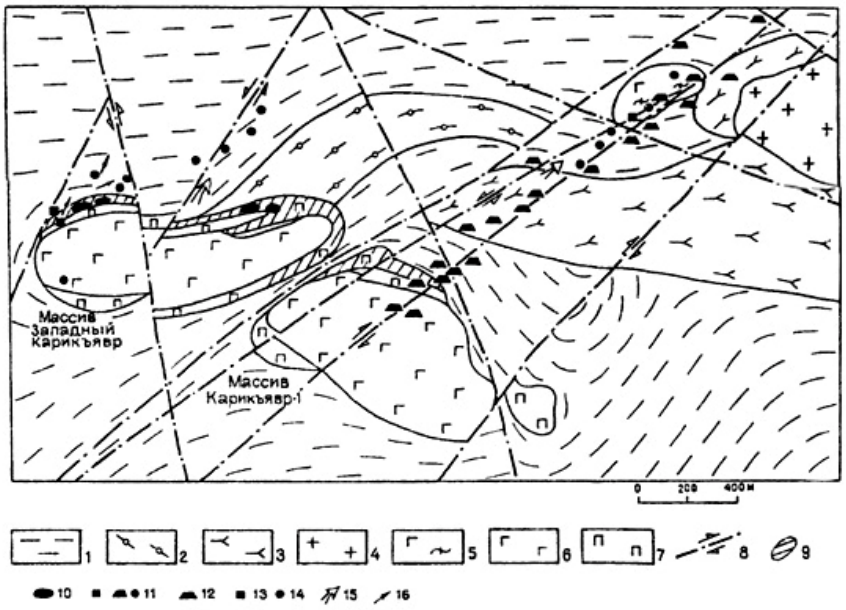


Рис.83. Геологическая схема результатов валунных поисков на участке Карикъявр-г.Бол.Кариквайвишь (Чувардинский, 1987)

1 - гнейсы биотитовые с силиманитом и мигматиты по ним; 2 - сланцы силлиманит-кордиерито-амфиболовые и мигматиты по ним; 3 - гнейсы биотито-амфиболовые и гранато-биотитовые, мигматизированные; 4 - граниты микроклиновые порфировидные; 5 - габбро-амфиболиты; 6 - габбро; 7 - перидотиты и пироксениты; 8 - неотектонические разломы, в том числе сдвиги; 9 - рудная зона массива; 10 - обнажения рудного тела; 11 - рудные валуны: 12 - перидотиты, метаперидотиты; 13 - пироксениты, метапироксениты; 14 - амфибол-серпентинитовые породы; 15 - общее направление сноса валунного материала; 16 - тектонические штрихи

Отмеченная особенность дислокационного процесса в сопряженных структурах сжатия и сдвига приводит к тому, что в системах сближенных сдвигов массовое смещение дислоцированных элементов идет по существу в одном направлении вдоль простирания сдвиговых зон - будь то надвиги или плоские сдвиги. Дислокационный процесс, подобный отмеченному, описан в литературе. В частности, близки к нему системы содвижения Л.М.Расцветаева (1987) (см. рис.15), согласно которому в массивах пород, подвергающихся ориентированному сжатию, образуется система субпараллельных поверхностей скольжения. Ориентировка следов скольжения (штрихи, борозды) на поверхностях тектонических трещин указывает на направление тектонического транспорта (Расцветаев, 1987). На близкие механизмы развития сдвиговых зон ранее указывали Дж.Муди и М.Хилл, а также М.Чиннэри. Находят подтверждение эти механизмы и в экспериментальных исследованиях. Так согласно Д.Н.Цветковой и Н.Ю.Осокиной (1979) в лабораторных опытах “в секторах сжатия сдвигов чаще всего реализуются те из сопряженных систем надвигов (или взбросов) у которых проекция вектора смещения висячего крыла имеет одно направление со смещением данного крыла основного разлома... Такие надвиги как бы продолжают

движение по разлому..” Выводы Цветковой и Осокиной подтверждаются экспериментами П.М.Бондаренко и И.В.Лучицкого (1985) и С.Стоянова (1977) (рис.84,85).

На Кольском полуострове широко развиты и самостоятельные надвиговые структуры. На участках преобладающего развития таких надвигов формируются валунные шлейфы, имеющие форму неправильных гряд и полос. Они ориентированы параллельно простиранию надвиговых структур и группируются близ выхода разлома на поверхность (см. рис.75). Как уже рассматривалось в разделе 3.6, в шовных зонах крупных сдвигов и взбросо-надвигов, в первую очередь глубинных и региональных, кроме приповерхностных дислокационных процессов, действует механизм субвертикального выдавливания приразломных блоков и тектонической брекчии. Выведенный на поверхность с глубины в десятки и сотни метров валунно-глыбовый материал концентрируется вдоль шовной зоны разлома, смешиваясь при этом с материалом приповерхностного происхождения. В результате формируются линейные, вдольразломные валунные шлейфы.

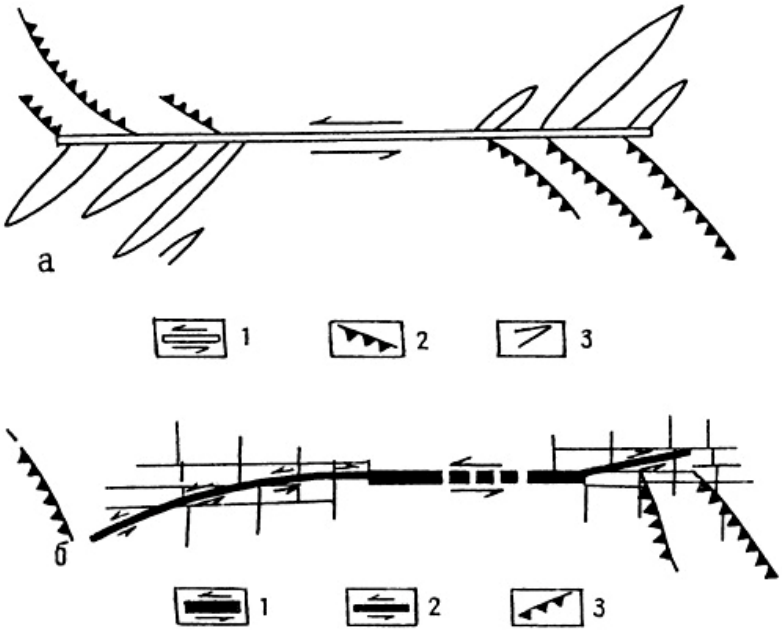


Рис.84. Схема развития разломных структур на конце сдвига

а) план: 1 - структуры сжатия (взбросы, надвиги), 2 - структуры растяжения. Стрелки - направление перемещения блоков; б) развитие надвиговых структур поперечных к сдвигу и вторичных к сдвигу (модель): 1 - основной сдвиг, 2 - вторичные сдвиги, 3 - вторичные поперечные надвиги (по Д.И.Осокиной и Н.Ю.Цветковой, 1985)

Глубинный валунно-глыбовый материал по петрографическому составу может быть аналогичен обломкам приповерхностного происхождения - если разрез докембрия на данном отрезке разлома не меняется с глубиной. Более типичны условия, когда часть грубообломочного материала глубинного генезиса выступает в качестве экзотического. Среди этого материала могут быть обнаружены и обломки рудоносных пород (что необходимо использовать в поисковых целях, в том числе при проведении валунных поисков) (рис.86).

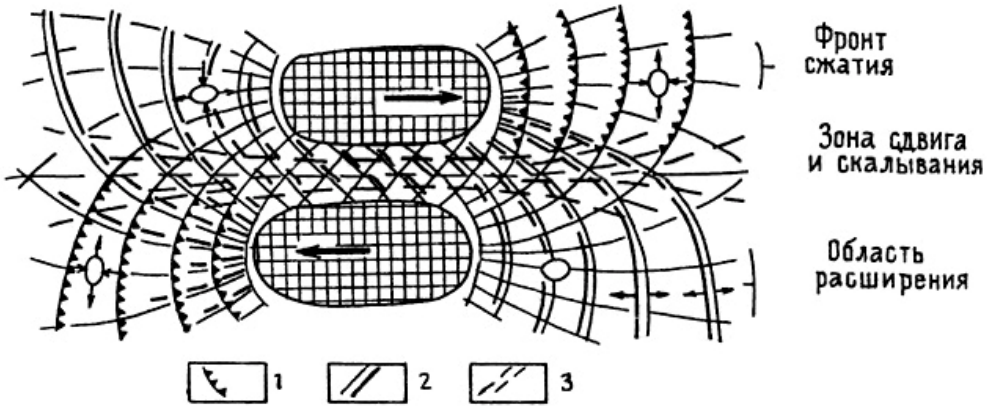


Рис.85. Размещение динамических зон и разрывных структур при сдвиговых смещениях

а) распределение напряжений, прогноз развития структур сжатия (1) и структур растяжения (2) и кулисообразных сколов в зоне скалывания (3) (по П.М.Бондаренко и И.В.Лучицкому, 1985)

Для блоков и глыб, выведенных по разломам в составе тектонических брекчий характерна полировка плоскостей, штриховка, а валуны тектонической брекчии того же происхождения имеют уплощенную, “утюгообразную” форму, отполированные их грани покрыты разноориентированными штрихами и шрамами.

4.9. О происхождении “морены” на Восточно-Европейской равнине

4.9.1. О мелкоземе морены

Как известно, “морена” Русской равнины более чем на 90-95% (а иногда и почти на 100% состоит из мелкозема (глины, супеси, пески), в ней отмечаются лишь единичные валуны и галька. Гравийная фракция (которую почему-то принято относить к крупнообломочному материалу) составляет несколько процентов. Поэтому важно знать происхождение мелкозема “морены”.

При описании литологии “морены” отмечалась тесная связь мелкозема морены с подстилающими рыхлыми образованиями кайнозоя, мезозоя и палеозоя (а также и корами выветривания).

Существование такой зависимости подтверждается и анализом минерального состава “ледниковых” отложений. По Е.В.Рухиной (1973) в песчаной и песчано-глинистой фракции морены Русской плиты крайне незначительно количество тяжелой фракции, а легкая фракция на 80-90% состоит из кварца. Примерно такие же соотношения минералов тяжелой и легкой фракций устанавливаются в протолочных пробах местных пород чехла (Ленинградская область).

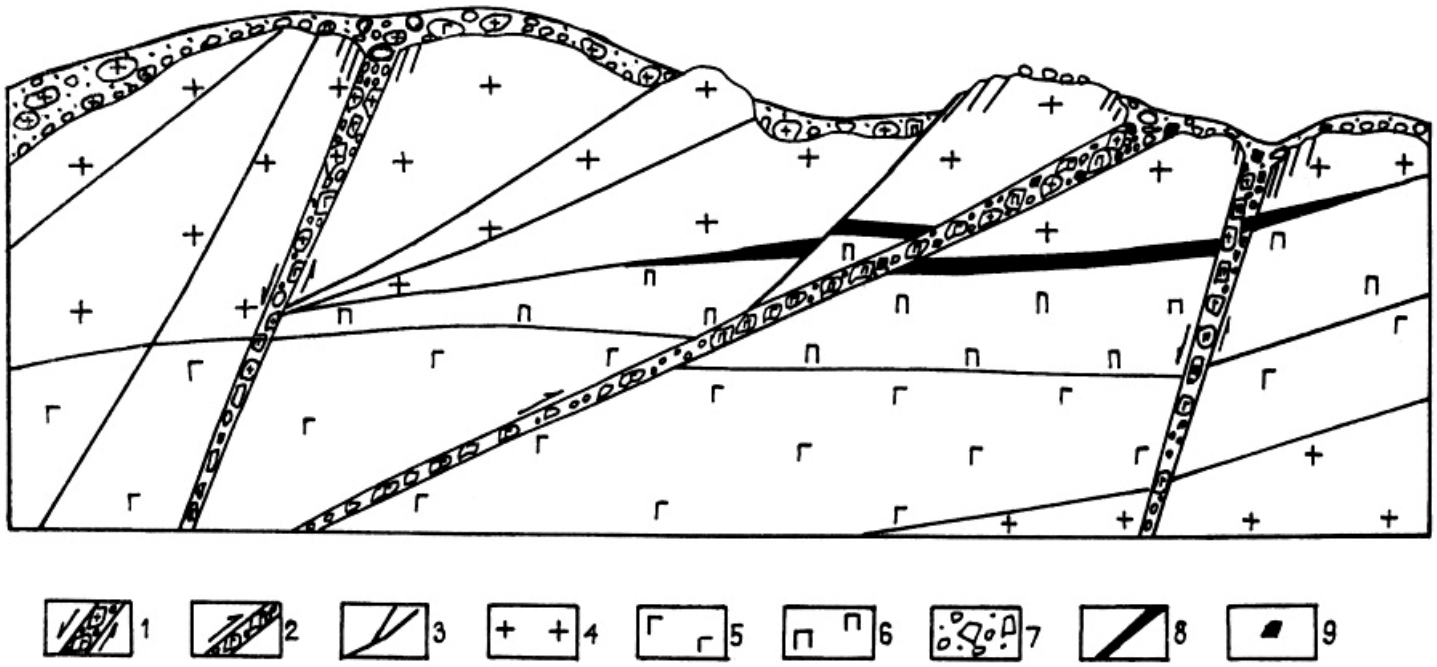


Рис.86. Принципиальная схема приразломного дислокационного процесса (по В.Г.Чувардинскому, 1992)

1 - шовная зона сдвигов с приразломной брекчией; 2 - шовная зона надвига с приразломной брекчией; 3 - оперяющие разрывы; 4 - гранито-гнейсы; 5 - габброиды; 6 - перидотиты; 7 - валунно-глыбовые отложения; 8 - рудное тело; 9 - рудные валуны

Прямая зависимость минерального состава мелкозема “морены” с подстилающими породами была установлена и в Эстонии. Согласно А.В.Раукасу (1962) в “морене”, перекрывающей карбонатные ордовикские и силурийские породы, резко возрастает количество карбонатного материала. Непосредственно же южнее, в области развития девонских песчаников карбонатный материал почти исчезает, но происходит обогащение “морены” кварцем и полевыми шпатами, а также цирконом, турмалином, рутилом. Эти минеральные ассоциации характерны для кор выветривания песчаников.

В Литве по данным А.Ю.Климашаускаса (1965) основная масса мелкозема “морены” - от мелкопесчаной до глинистой фракции, сложена минералами, заимствованными из подстилающих осадочных пород.

По исследованиям С.Д.Астаповой (1978) в Белоруссии выделяется четыре крупных минералогических провинции: северная (Поозерье), западная (Понеманье), восточная (Приднепровье), южная (Полесье), в пределах которых “морены” характеризуются определенными ассоциациями терригенных минералов. Внутри этих провинций выделяются и более мелкие участки с характерным минерально-химическим составом песчано-глинистой фракции. На основании сходства минерального и микроэлементного состава докайнозойских образований и “морены” С.Д.Астапова приходит к выводу о сильном влиянии местных пород на состав “морены” и устанавливает связь разных типов “морен” с местными питающими провинциями.

Исследования М.Ф.Веклича (1961) на Украине также показали, “что мелкоземистая фракция морены” испытывает сильную зависимость от состава подстилающих доледниковых отложений. Согласно М.Ф.Векличу это указывает на громадную роль местных пород, в частности, лессов как источников питания ледниковых отложений.

Таким образом, и на Русской платформе, так же как и на Балтийском щите, мелкозем морены имеет местное происхождение. Во всяком случае оснований для утверждений о переносе мелкозема ледниками из Фенноскандии не имеется.

4.9.2. О характере связи крупнообломочной фракции “морены” с подстилающими породами

В отличие от Балтийского щита, на Восточно-Европейской плите вопрос о связи крупнообломочного материала “морены” с породами кристаллического фундамента плиты не стоял. Считалось, невероятным, что такая связь может существовать - ведь кристаллическое основание перекрыто мощным чехлом осадочных пород палеозоя, мезозоя и, отчасти, кайнозоя. Все (или почти все) валуны кристаллических пород считались перенесенными ледником с Балтийского щита.

Бóльшая ясность имеется относительно обломочного материала осадочных пород.

Так, еще Ф.Шмидт отмечал, что в Эстонии в пределах Ордовикского плато крупнообломочный материал “морены” почти полностью представлен известняками и мергелями-породами, слагающими Ордовикское плато. Многие современные исследователи также отмечают ту или иную связь валунов (и даже мелкозема) “морены” с подстилающими или местными породами. На такую зависимость указывает Е.В.Рухина (1973), подчеркнувшая, что эта зависимость выражается в составе крупнообломочной фракции и мелкоземе “морены” и, нередко, в окраске отложений.

Так, по Е.В.Рухиной “морена”, лежащая на карбонатных породах палеозоя имеет желтовато-серую окраску, содержит щебень и валуны карбонатных пород. “Морена”, перекрывающая красноцветные породы палеозоя имеет красно-бурый цвет, в ней резко преобладают обломки подстилающих пород. В полосе развития темно-серых и черных юрских глин окраска морены - темно-серая. Светлые морены с мелкими валунами мела характерны для

областей развития мезозойских меловых пород. По наблюдениям того же автора в Ленинградской области “морена”, развитая на синих кембрийских глинах, по внешнему виду почти не отличается от этих глин, за исключением того, что в ее составе имеются отдельные включения валунов (Рухина, 1973). Подобные закономерности установлены Я.Жеховски (1978) в Польше, где наблюдается зависимость состава мелкозема и крупнообломочной фракции морены от подстилающих отложений плиоцена, миоцена и олигоцена.

В целом факты зависимости состава “морены” Восточно-Европейской платформы от подстилающих (местных) пород достаточно хорошо известны и мало кем оспариваются. Недостаточно изученным представляется лишь соотношение крупнообломочного материала в “морене” осадочных и кристаллических пород. Обычно указывают на относительно небольшой процент последних (1-20%). Специальные исследования, проведенные А.И.Гайгаласом (1978) в Литве, показали, что в крупнообломочные фракции “морены” обычно содержат около 20-25% (иногда до 40%) “крупнообломочного материала” кристаллических пород. Надо однако заметить, что материал, именуемый А.И.Гайгаласом “крупнообломочным” имеет размеры 3-30 мм, то есть это по существу гравийная фракция с небольшой примесью мелкогалечной. При этом следует учитывать, что обломочный материал осадочных пород - доломиты, мергели, известняки, алевролиты и др. разрушается до состояния песка и глины гораздо быстрее, чем обломки кристаллических пород. Кроме того, недостатком работы А.И.Гайгаласа является отсутствие гранулометрических анализов “морены”, что не позволяет определить содержание крупнообломочного материала в этих отложениях. Если обратиться к гранулометрическим анализам “морен” по соседней Белоруссии, то оно составляет 0-8% (во фракции 10-2 мм), а во фракции, которую условно можно считать валунной, (100-10 мм) - 0-1% (Каган, Солодухин, 1971).

4.10. Проблема происхождения валунов кристаллических пород на Русской платформе

Валуны кристаллических пород, входящие в состав этих отложений, являются одним из главных аргументов существования покровных оледенений на Русской равнине.

Более того, выделена целая группа так называемых руководящих валунов, коренной источник которых привязывается к определенному массиву или полю развития тех или иных пород в Финляндии. Швеции, Карелии и на Кольском п-ове.

В книге “Кристаллические руководящие валуны Прибалтики” (авторы Х.Вийдинг, А.Гайгалас, В.Гуделис, Р.Тарвидас) приводится список более чем 70 разновидностей руководящих валунов с привязкой их коренного источника в Швеции, Финляндии, Карелии, на дне Балтийского моря. Из них 17 разновидностей представлено плагиоклазовыми и микроклиновыми гранитами, шесть относятся к группе гранитов-рапакиви, четыре - к диабазам, три - к мандельштейнам. Руководящими являются десять разновидностей валунов кварцевых порфиров, в этом качестве также рассматриваются валуны гнейсов, гнейсо-гранитов, ставролитовых сланцев, основных пород, слюдяных сланцев и т.д.

Авторами монографии дается подробное описание петрографии пород, приводятся микрофотографии шлифов и цветные фотографии срезов кристаллических пород и валунов. Можно отметить большую ценность фактического материала, изложенного в книге. Но вопрос, насколько справедливы столь дальние корреляции (кроме Прибалтики перечисленные валуны являются руководящими для Белоруссии и Украины) остается открытым. Это относится и к другим широко известным руководящим валунам; шокшинским кварцито-песчаникам, прик-гранитам И.Седерхольма, красным иотнийским песчаникам (Х.Хаузен), нефелиновым сиенитам

Хибинского массива. Ряд ученых считает возможным причислить к руководящим и такие валуны, как гнейсы, розовые граниты, кварциты (Д.Б.Орешкин, 1987).

Авторы таких руководств и пособий упускают из виду, что комплексы метаморфических, изверженных и осадочно-вулканогенных пород, подобные шведским и финским, развиты не только в восточной части Балтийского щита, но и на Украинском щите, слагают погребенный фундамент Восточно-Европейской платформы. Подробнее данный вопрос будет рассмотрен ниже.

Тем не менее, считается твердо установленным, что валуны кристаллических пород на Русской равнине принесены ледником из Фенноскандии. Расстояние этого переноса составляет до 2000 км. В главе "Динамика и геологическая деятельность ледников" показано, что покровные ледниковые щиты не могут перемещать валуны на сколько-нибудь значительное расстояние.

Основные причины этого сводятся к следующему:

1. В покровных ледниковых щитах (к которым принято относить и скандинавский ледниковый покров-щит) содержится очень мало обломочного материала, да и то он отмечается только в нижних слоях льда (на участках, где горные вершины или скалистые обрывы выступают из-подо льда, возможна также и поверхностная - осыпная морена).

2. Нижние мореносодержащие слои ледника движутся в несколько раз медленнее, чем вся вышележащая толща льда. Это приводит к тому, что в процессе растекания ледника верхняя и средняя части его разреза постоянно сползают к основанию ледника, упреждая, блокируя возможное продвижение нижних слоев льда. Отсюда малая вероятность масштабного транспорта придонного ледникового транспорта обломочного материала.

3. Нижние слои ледников, имеющих отрицательные температуры льда (под данным давлением) не участвуют в общем движении ледника. Они приморожены к ложу и консервируют его. Примером отсутствия перемещения донноморенного материала является Гренландский ледниковый щит, нижние слои льда которого приморожены к ложу и неподвижны (Фриструп, 1964).

4. Малая прочность льда на сдвиг и разрыв по сравнению с обломочными отложениями, а тем более с кристаллическими породами, не позволяет леднику отрывать и дислоцировать подстилающие породы. В условиях "холодных" ледников приложение напряжения сдвига к границе лед-грунты вызывает скалывание внутри льда, вызывает его движение по внутриледниковым сколам.

В "теплых" ледниках движение льда осуществляется или путем послойно-пластической деформации придонных слоев льда - при обтекании им неровностей рельефа или посредством режелации - таянием на проксимальных склонах под повышенным давлением, перетеканием пленки воды и нового ее замерзания (П.А.Шумский, Л.Ллибутри, Дж.Най, У.Кемб, И.Вертман).

При таком механизме движения возможно примерзание обломочного материала и его определенное перемещение. Предел перемещения обусловлен степенью насыщения придонных слоев льда обломочным материалом. Вследствие возрастания роли сухого трения насыщенные мореной слои льда отсекаются, "омертвляются" (П.А.Шумский, М.С.Красс, 1983). На большое расстояние могут быть перенесены обломки пород на поверхности ледников - горно-долинных, выводных, а также на покровных при наличии нунатаков.

В случае с Европейским ледниковым покровом нунатаки можно представить только в районе Скандинавского нагорья. Однако валунов с этого нагорья на равнинах Европы не известно.

Но даже на поверхности ледников перенос обломков пород не бесконечен. Так исследования на леднике Федченко показали, что валуны под действием тяжести и накопления фирна постепенно оказываются в придонных частях ледника ("Ледник Федченко", 1962), Длина этого ледника, как известно, 71 км, толщина льдов от 250 до 900 м.

К проблеме происхождения валунов кристаллических пород на Русской равнине можно подойти и с другой стороны - а именно, проанализировать гранулометрический состав “морен” от Кольского п-ова до Украины. В первую очередь представляет интерес вопрос, как изменялось процентное содержание валунов в “основных моренах” от центральных районов Фенноскандии до низовьев Днепра. Почему, вопреки свойствам, присущим современным ледниковым покровам, четвертичный ледник не только переместил валуны до означенных границ оледенения, но и не “растратил” их на построение морены на тысячекилометровых пространствах.

В монографии А.А.Кагана и М.А.Солодухина “Моренные отложения северо-запада СССР” (1971) приведены результаты многочисленных гранулометрических анализов “основных морен” Кольского п-ова, Карелии, Архангельской, Вологодской, Ленинградской, Псковской, Новгородской областей и Белоруссии.

Результаты гранулометрических анализов имеют прямое отношение к рассматриваемой проблеме, поэтому основные результаты этих исследований приводятся ниже (табл.3-5).

Как следует из аналитических данных, на Балтийском щите (Кольский полуостров и Карелия), в “морене” содержится от 11 до 25% валунов, причем размеры этих валунов (и глыб) варьируют от 100 мм до 3-4 м в поперечнике (Каган, Солодухин, 1971). В галечной фракции (100-10 мм) содержание обломков кристаллических пород составляет от 10-25%. Таким образом, грубообломочная фракция составляет 21-50% объема “морены”. В то же время на юге Карелии, где кристаллический фундамент перекрыт осадочным чехлом, содержание валунов падает до нуля, и грубообломочная фракция представлена обломками размером 100-10 мм (9-19%). Хотя и нельзя исключить, что небольшой процент валунов в южно-карельской морене все же есть, но они не попали в пробы.

Резко уменьшается и сходит почти на нет количество валунного материала в “моренах” Архангельской и Вологодской областей. Фактически валунная фракция в пробах объединена с галечной фракцией (10 мм) и их суммарное содержание составляет около 1% от объема “морены”.

Также наблюдается резкое уменьшение крупнообломочного материала в “моренах” Ленинградской, Псковской, Новгородской областей - т.е. непосредственно к югу от Балтийского щита. Здесь валунная фракция (100-10 мм) объединена с галечной и вместе они составляют от 0 до 3% объема “морены”. Валуны имеются и в этих моренах, но в незначительных количествах и практически не попадают в пробы.

Незначительное количество валунов “имеется и в “морене” Белоруссии, где только отмечаются их следы, а обломочный материал размером 0.2-1 см содержится в количестве 7%. Однако, в Белоруссии отмечаются участки повышенного содержания валунов кристаллических пород. Более того, в районе г.Полоцка на глубине 60 м встречен горизонт гранитных валунов (глыб) мощностью около 12 м, а в районе Славгорода скопления валунов размером более 1 м образуют залежи мощностью до 3-4 м (Каган, Солодухин, 1971).

Приведенные результаты гранулометрических анализов касаются в основном “осташковской” (валдайской) “морены”, имеющей в регионе наибольшее развитие. На Балтийском щите она залегает непосредственно на коренных породах архея и протерозоя. В полосе погруженной части щита (Ленинградская область) по данным А.А.Кагана и М.А.Солодухина “морена” чаще всего тоже залегает непосредственно на коренных - девонских, кембрийских, ордовикских породах.

Несколько слоев “морен” выделяется в разрезе гряд, возвышенностей, имеющих чешуйчато-надвиговое строение и в некоторых погребенных долинах.

В таких долинах выделяется московская и калининская “морена”. В Белоруссии нередко картируют несколько “моренных” горизонтов - они также преимущественно связаны с чешуйчато-надвиговыми сооружениями. Ряд разрезов “морен” московского и калининского оледенения Архангельской и Вологодской областей также проанализирован. По грансоставу они

практически не отличаются от осташковской морены тех же районов (табл.4). Вообще же “нижние морены” - там, где они выделены, имеют тесную связь с подстилающими коренными породами - как в составе крупнообломочного материала, так и мелкоземе (Каган, Солодухин, 1971).

Таким образом, осташковская “морена” является вполне репрезентативной для рассмотрения проблемы. Что касается Украины, то там выделяется один “моренный” горизонт, относимый к днепровской эпохе.

Содержание крупнообломочного материала в “морене” Украины колеблется в широких пределах - от 0% до 40% (Веклич, 1961). На левобережье Днепра валуны представлены в основном местными осадочными породами и содержатся в небольшом количестве, тогда как в “морене”, лежащей на породах Украинского щита, валуны содержатся в большом количестве, представлены кристаллическими породами, размер отдельных валунов до 18-19 $м^3$ (Заморій, 1961). По традиции валуны кристаллических пород, входящие в состав “морены” и здесь считаются принесенными ледником из Фенноскандии (Веклич, 1961; Дорофеев, 1965).

Таким образом в распределении крупнообломочного материала, в процентном его содержании в “морене” на пространстве от Балтийского до Украинского щита наблюдаются следующие закономерности.

На Кольском п-ове и Карелии количество крупнообломочного материала “в морене” составляет 21-50%, а в областях, лежащих непосредственно южнее Балтийского щита (Ленинградская, Псковская, Новгородская, а также Архангельская и Вологодская области) в составе крупнообломочного материала преобладают местные осадочные породы, а общее количество - 0-3%.

В “морене” Белоруссии наблюдается некоторое увеличение количества крупнообломочного материала. Причем, в районе Белорусско-Литовского выступа фундамента наблюдаются скопления крупнообломочного материала гранитно-гнейсового состава. Заметно возрастание валунного материала в “морене”, перекрывающей породы Украинского кристаллического щита. При этом мелкоземистая часть “морены” - будь то Кольский п-ов, Ленинградская область или Белоруссия, в основном состоит из местного материала.

Подобные закономерности распределения валунов в “морене” кажутся парадоксальными. Почему валунно-глыбовая “морена” Балтийского щита на погребенных склонах этого щита и далее на плите резко сменяется на маловалунную и практически безвалунную. Казалось бы далее к югу количество валунов должно вообще сойти на нет, однако через сотни километров в Белоруссии содержание валунного материала и его размеры в той же осташковской “морене” увеличиваются. Крайне низкий процент грубообломочного материала в “морене” непосредственно южнее Балтийского щита обуславливает и малую вероятность “удерживания” фенноскандинавских валунов в теле ледника с тем, чтобы перенести их до предусмотренных границ оледенения. Напомним, что еще К.К.Марков и И.П.Герасимов отмечали, что уже в Ленинградской области (а тогда в нее входили и нынешние Псковская и Новгородская области) морена уже по существу сложена местным материалом. Так в районах, где коренные породы представлены синими кембрийскими глинами, морена глинистая, сизого цвета; южнее глинта в полосе развития силурийских известняков морена щебенчатая, очень карбонатная (известняковый рихк). В поле девонских красноцветных песчаников - морена песчанистая, красноцветная (Герасимов и Марков, 1939).

Изложенные данные по грансоставу “морены” на пространстве от Кольского п-ова до Белоруссии вкупе с данными о тесной связи обломочного материала “морен” Балтийского щита и Русской равнины с местными породами показывают, что хрестоматийные представления о тысячекилометровом ледниковом переносе валунов нуждаются в пересмотре.

4.11. Состав валунов и их коренные источники

Для изучения проблемы генезиса валунных отложений важным является изучение петрографического состава валунов. Отметим сразу, что часть валунов в регионах, подвергавшихся плейстоценовым морским трансгрессиям (а это низменные районы Кольского п-ова, Карелии, Прибалтики, Европейского Севера и Западной Сибири) имеет дрифтовое происхождение. В этих районах сформировались ледово-морские (и морские) отложения, описанные в работах И.Д.Данилова, А.И.Попова, И.Л.Кузина, Р.Б.Крапивнера, В.В.Филиппова, Б.Л.Афанасьева и многих других исследователей. При формировании валунных ледово-морских суглинков валуны преимущественно разносились припайными льдами (в Белом море дальность разноса валунов припайными льдами многие десятки километров, а в Охотском и Беринговом море 500 и более километров). Но это только часть разреза плейстоцена и даже в районах морских трансгрессий имеются валунные образования континентального происхождения. Это тем более справедливо для районов, где морские трансгрессии не имели места и где проблема генезиса валунов не может быть решена в рамках дрифтовой теории.

Таблица 3

Мурманская область и Карелия. Грансостав моренных песков
и супесей (естественной смеси) (валдайская морена) (по А.А.Кагану и М.А.Солодухину, 1971)

Район	Число определений	Грансостав естественной смеси в %, размер частиц в мм							
		>100 мм	100-10	10-2	2-0.5	0.5-0.25	0.25-0.05	0.05-0.002	0.002
Пески разнозернистые									
Центр Мурманской области	179	18	25	15	15	12	22	10	1
Север Карелии	36	20	19	26	18	11	18	7	1
Пески мелкозернистые									
Северо-запад Мурманской области	88	19	15	18	14	13	27	12	1
Центр Мурманской области	242	19	21	19	12	11	26	10	1
Север Карелии	43	25	18	19	16	9	31	6	1
Центр Карелии	148	14	13	12	11	13	40	10	1
Юг Карелии	31	-	19	15	14	8	33	10	1
Пески пылеватые									
Центр Карелии	108	11	10	12	10	11	38	10	1
Юг Карелии	13	-	9	15	9	8	35	23	1
Супеси									
Север Мурманской области	69	20	18	16	17	11	26	10	2
Восток Карелии	28	11	15	10	12	13	31	20	3

Таблица 4

Архангельская и Вологодская области. Гранулометрический состав валунных суглинков
(по А.А.Кагану и М.А.Солодухину (1971)

Район	Число определений	Грансостав естественной смеси, размер частиц в мм						
		10 мм	10-2	2-0.5	0.5-0.25	0.25-0.05	0.05-0.002	0.002
Московская морена								
г.Вельск	3	Следы	5	4	5	34	39	13
г.Котлас	2	Следы	1	2	3	38	33	13
Волго-Балтийский путь	111	1	8	7	12	28	34	10
Калининская морена								
р.Икса	120	1	3	4	6	30	40	16
р.Няндома	81	1	7	4	7	25	39	17
г.Пинега	12	1	4	6	10	32	34	13
г.Вологда	28	Следы	7	4	5	26	47	11
Осташковская (валдайская) морена								
г.Архангельск	92	Следы	4	5	6	25	40	20
Волго-Балтийский путь	155	Следы	7	7	11	32	30	13

Таблица 5

Грансостав моренных суглинков (осташковская морена). Погруженный склон Балтийского щита

(Юг Карелии, Ленинградская, Псковская, Новгородская области, север Белоруссии)
(по А.А.Кагану и М.А.Солодухину, 1971)

Район	Число определений	Грансостав естественной смеси, размер частиц в мм						
		100-10 мм	10-2	2-0.5	0.5-0.25	0.25-0.05	0.05-0.002	0.002
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Суглинки моренные								
Юг Карелии	9	-	5	8	4	34	34	15
Центр Ленинградской обл.	33	2	4	7	6	32	33	16
Юго-восток Ленинградской обл.	7	-	3	4	4	34	40	15
Суглинки пылеватые, моренные								
Юго-восток Карелии	4	-	6	7	7	25	40	15
Восток Ленинградской обл.	6	1	3	5	2	30	42	17
Центр Ленинградской обл.	240	3	4	5	4	23	46	15
Северо-восток Псковской обл.	10	-	2	5	5	27	48	13
Восток Новгородской обл.	23	-	2	4	5	26	52	11
Суглинки сильно пылеватые, моренные								
Центр Ленинградской обл.	351	-	17	9	3	12	44	15

Окончание табл.5

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Юг Ленинградской обл.	172	-	3	3	3	17	57	17
Северо-восток Псковской области	7	-	1	1	1	15	64	18
Северо-восток Новгородской обл.	9	1	5	5	4	18	53	14
Супесчаная морена								
Центр Карельского перешейка	26	2	9	12	12	39	22	4
Северо-восток Псковской обл.	11	-	2	4	8	33	45	8
Юго-восток Псковской обл.	8	-	2	4	4	23	56	11
Север Белоруссии	14	Следы	7	12	10	28	33	10
Песчаная морена								
Северо-запад Псковской области	34	-	4	7	13	44	27	5
Северо-запад Новгородской обл.	8	Следы	3	13	13	41	27	3

Выше перечислялись некоторые группы руководящих валунов, коренной источник которых связывается с породами Балтийского щита. Но сторонники ледникового транспорта валунов упускают из виду, что Балтийский щит - это часть Восточно-Европейской платформы, и что, как указывает Е.В.Хаин (1977), фундамент Русской плиты сложен метаморфическими и интрузивными породами архея, нижнего и среднего протерозоя, в основном тем же комплексом пород, что и Балтийский щит (рис.87). Много общего наблюдается в тектоническом и неотектоническом строении Балтийского щита и северной половины Русской плиты, а также Украинского щита и Воронежского массива. Поэтому, прежде чем перемещать валуны из Фенноскандии за тысячи километров, следует поставить вопрос - а не являются ли коренными источниками этих валунов породы фундамента, лежащие всего лишь в десятках или сотнях метров ниже? Не подняты ли по разломам - в виде приразломных блоков и клиньев, коренные породы, давшие при своем распаде тот крупнообломочный материал, который считается ледниковым. Принципиальная возможность такого процесса и основы его механизма рассмотрены в разделах главы 3. Здесь отметим, что осадочный чехол платформы не только сильно изменчив по мощности, но и нередко представлен такими компетентными породами как известняки, глинистые сланцы, песчаники и т.д. Передача тектонических напряжений и разрывно-дислокационный процесс в подобных породах в принципиальном плане может происходить аналогично таковому в метаморфических породах щита. Примеры выведения фрагментов пород фундамента на поверхность сквозь осадочный чехол были приведены особо (см. разд.3.7-3.8). Вначале представляется необходимым привести доказательства участия в строении фундамента Русской платформы пород, которые принято считать материнскими для руководящих валунов.

Граниты-рапакиви

Валуны гранитов-рапакиви являются наиболее известными и наиболее распространенными руководящими валунами от Прибалтики до низовьев Дона и Днепра. Коренными источниками этих “ледниковых” валунов принято считать следующие массивы: Выборгский, Салминский (восточное Приладожье), Лейтила, Вихмаа, (Финляндия), Аландские острова, ряд массивов в Швеции - Родо, Рагунда, Ангерманланд, Евле, массивы в районе Даларна (Х.Вийдинг и др., 1971). Рассматривая перечисленные массивы в качестве коренных источников руководящих валунов и строя соответствующие веера рассеивания валунов, геологи-четвертичники и географы не упоминают, что ряд массивов гранитов-рапакиви закартирован в восточной части Балтийского щита (Умбинский, Лицевские массивы, Арагубский, Бол.Урагубский, Свирский, Ведлозерский и др.) а также, что еще важнее, на Русской плите. Здесь закартированы следующие массивы гранитов-рапакиви: Рижский (Курземский), Лужский, Белозерский, Иванцевичский, Кентшинский и Сувалкский (Польша). На Украинском щите известно два крупных массива гранитов-рапакиви - Коростенский и Корсунь-Новомировский, а в районе Воронежского выступа - несколько массивов, из которых наиболее известны Павловский, Лисинский, Ольховский. Четыре небольших массива рапакиви закартировано в Эстонии: Эредаский, Нээмеский, Найсаарский, Марьямааский (рис.88). Многолетние исследования массивов рапакиви, проведенные В.З.Левковским, сопоставление их вещественного состава, внутреннего строения и возраста, позволили ему прийти к выводу, что массивы рапакиви Балтийского щита и Восточно-Европейской платформы принадлежат к единой среднепротерозойской интрузивной формации (В.З.Левковский, “Рапакиви”, 1975). Близкие взгляды развиваются и другими исследователями (“Кристаллический фундамент Эстонии”, 1980; “Докембрий Русской платформы....”, 1974). Граниты-рапакиви ассоциируют с такими комплексами пород как гранодиориты, сиенито-диориты, диориты, анортозиты. Объем собственно гранитов-рапакиви в интрузивных массивах меняется в широких пределах. Некоторые массивы почти нацело сложены рапакиви (Выборгский, Салминский массивы) в других (Рижский, Лужский, Коростенский, Корсунь-Новомировский) породы комплекса рапакиви занимают примерно 60-80% площади массивов.

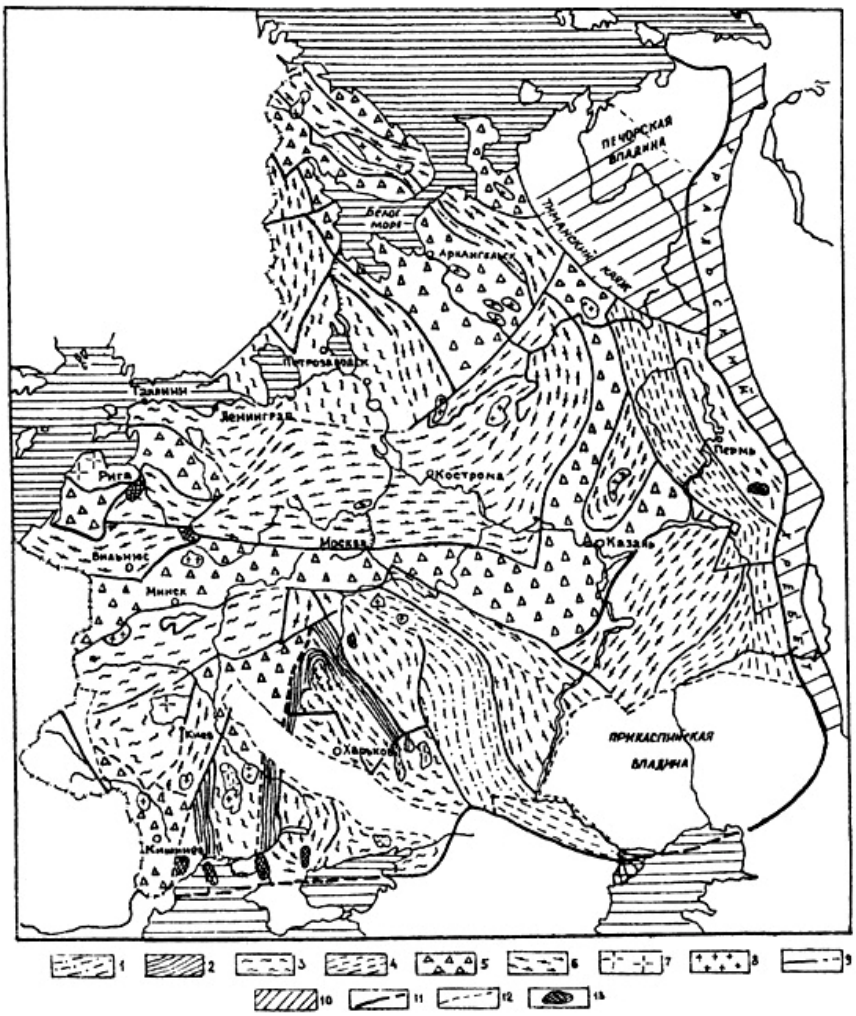


Рис.87. Геолого-тектоническая схема строения фундамента Русской платформы (по Л.П.Зоненшайну и др., 1989, упрощено)

1 - позднепротерозойские образования; 2 - раннепротерозойские образования; 3 - архей-протерозойские образования; 4 - нерасчлененные по возрасту образования; 5 - древнейшие гранулито-гнейсовые образования; 6 - архейские гранито-зеленокаменные области; 7 - граниты рапакиви и гранитоидная формация; 8 - калиевые граниты; 9 - глубинные разломы, разделяющие мегаблоки; 10 - уралиды и байкалиды; 11 - границы Восточно-Европейской платформы; 12 - границы областей глубокого залегания фундамента; 13 - магнитные аномалии глубокозалегающего фундамента

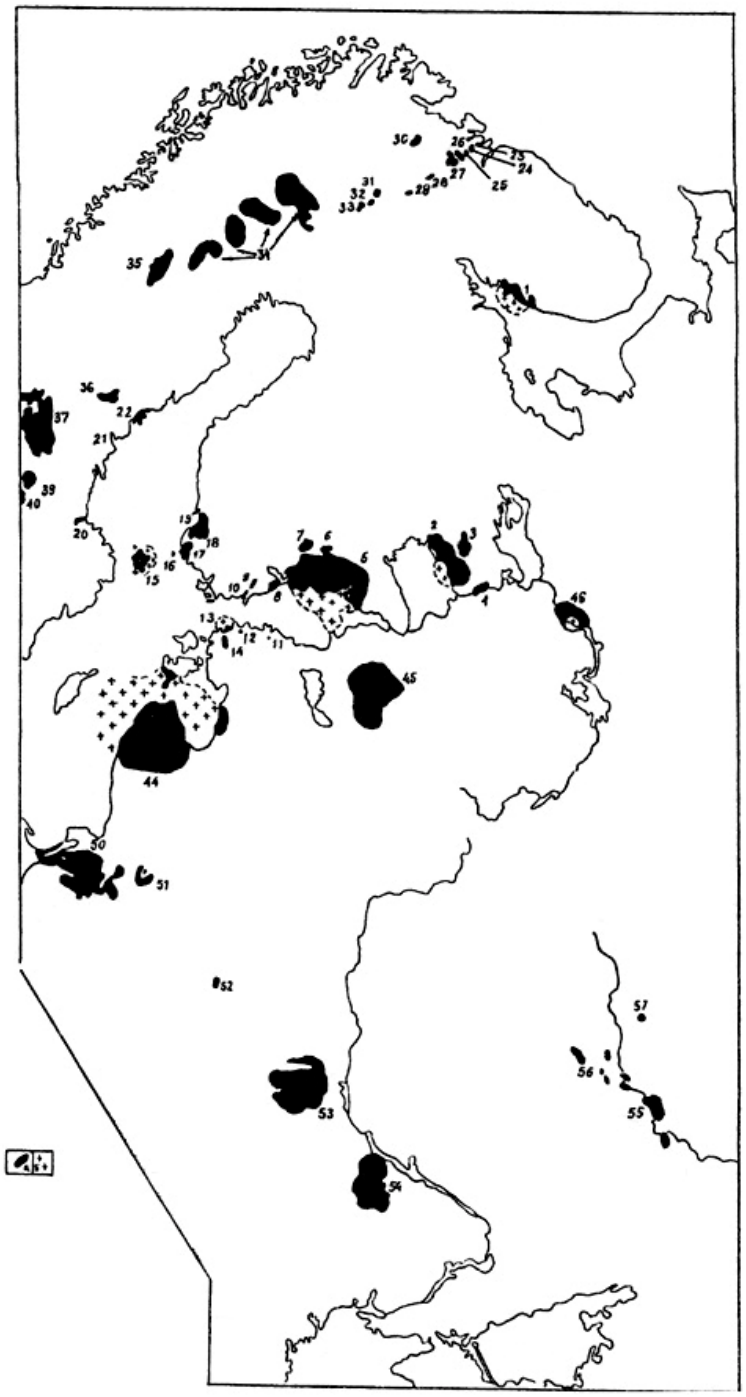


Рис.88. Схема расположения массивов рапакиви на Восточно-Европейской платформе (включая Балтийский щит) (по Р.З.Левковскому, 1975)

1 - массивы рапакиви: а) на суше, б) под уровнем моря (озера). 1-57 - номера массивов по Р.З.Левковскому

Характерной чертой петрографии рапакиви является наличие в основной массе породы мегакристаллов (овоидов) калиевого полевого шпата. Нередко эти овоиды имеют плагиоклазовую оболочку. Количество и размеры овоидов калиевого полевого шпата довольно изменчивы в разных частях массивов. Выделяются массивы как с преобладающим развитием крупноовоидных полевых шпатов, так и с преобладанием мелких порфиробластов. Но в целом граниты формации рапакиви имеют между собой большое сходство по микроструктурным особенностям, минералогическому составу главных породообразующих и акцессорных минералов. Валунный материал, происходящий за счет разрушения коренных выходов гранитов-рапакиви, также различается по количеству и размеру овоидов - порфиробласт полевого шпата. Но поскольку разные части одного и того же массива, сложены разными типами рапакиви, то эти различия могут касаться только количества валунов с теми или иными размерами порфиробласт или их количества на единицу площади породы.

Опыт изучения автором массивов рапакиви на Кольском п-ове (Умбинский и Лицевский массивы) и в южной части Балтийского щита (Выборгский массив) позволяют придти к следующим выводам:

1. Граниты рапакиви указанных массивов сходны между собой по текстуре, структуре и вещественному составу.

2. Количество и размеры порфиробластов калиевого полевого шпата в гранитах-рапакиви этих массивов изменяются в широких пределах. В Выборгском массиве в целом преобладают крупные порфиробласты, размером 2-2.5 см в поперечнике, но в периферических частях массива размеры мегакристаллов уменьшаются до 1-1.5 см (и меньше). Уменьшается и густота распределения кристаллов в основной гранитной массе.

В Умбинском и Лицевском массивах граниты-рапакиви с порфиробластами калиевого полевого шпата размером 2-2.5 см занимают сравнительно небольшие площади, преобладают кристаллы размером 1.5 см.

Во всех трех массивах отмечаются рапакиви как с порфиробластами калиевого полевого шпата, с каемками из плагиоклаза, так и без оных. В последнем случае такие граниты относятся к группе питерлитов. Валуны питерлитов также принято относить к руководящим и непременно привязывать к Выборгскому массиву. Можно отметить, что питерлиты (помимо рапакиви - выборгитов) участвуют в строении крупнейшего на Русской платформе Рижского массива.

Некоторые исследователи (П.К.Заморий, Л.М.Дорофеев) для доказательства ледникового приноса валунов рапакиви на Украину ссылаются на исследования В.М.Чирвинского, писавшего, что на правобережной Украине “Дуже часто встречаются валуны выборгского рапакиви”, и указывают, что валуны гранитов-рапакиви Украины имеют химсостав, близкий к гранитам-рапакиви Балтийского щита. Не оспаривая указание В.М.Чирвинского о частой встречаемости валунов рапакиви на правобережной Украине (где известно два крупных массива комплекса рапакиви), несколько подробнее остановимся на химсоставе рапакиви. Главным показателем петрохимической характеристики гранитов-рапакиви является зависимость между общей железистостью пород и соотношением щелочей. Изучение химизма массивов рапакиви Балтийского, Онежско-Ботнического и Южно-Русского кратонов, выполненное рядом авторов, показывает, что в разных частях одних и тех же массивов наблюдается довольно широкий диапазон железистости, изменяются и соотношения K_2O над Na_2O (Левковский, 1975).

Например, граниты-рапакиви Коростенского и Корсунь-Новомировского массивов характеризуются некоторым преобладанием K_2O над Na_2O и повышенной железистостью. В этом плане они весьма близки к массивам рапакиви Онежско-

Ботнического кратона - Выборгскому, Сальминскому, Вехмаа, но отличаются от массивов Балтийского кратона. Последним, как правило, присуще преобладание Na_2O над K_2O и умеренная железистость (Левковский, 1975). Что касается соотношения радиоактивных изотопов стронция, то они тоже изменчивы от массива к массиву (и его отдельных частей), В отношении же рассматриваемых массивов и Выборгского массива соотношения стронция практически идентичны: соответственно 0.703-0.704 и 0.704 (Биркис, Пурра, 1982).

Таким образом, достаточных оснований распознавать массивы рапакиви по химсоставу валунов не имеется. Это не значит, что нельзя в первом приближении наметить коренные источники валунов рапакиви, но для этого необходимо массовое изучение химизма валунов и коренных выходов (или керна скважин) конкретного района, сопоставление петрологии и петрохимии тех и других. Такие работы к настоящему времени не выполнены.

К руководящим валунам первой степени важности принято относить и валуны кварцевых порфиров. Считается, что эти валуны ледник приносил в Прибалтику и на Русскую равнину со дна Балтийского моря, с о.Хогланд (Суурсаари) и из Швеции (кварцевые порфиры Рагунды, Ально, Даларна) (Вийдинг и др., 1971; Орешкин, 1982). Между тем, помимо Балтийского щита, кварцевые порфиры закартированы в фундаменте Русской плиты - примерно в тех же районах, где распространены валуны кварцевых порфиров. Эти породы чаще всего развиты в ассоциации с осадочно-вулканогенными образованиями хогландской серии среднего протерозоя и рассматриваются в качестве эффузивных аналогов гранитов-рапакиви. Эти группы пород имеют и пространственную общность. В Прибалтике кварцевые порфиры хогландской серии приурочены к периферической части Рижского массива рапакиви. Коренные выходы кварцевых порфиров установлены также на о.Саарема (Эстония), где описаны плагиоклазовые порфиры, в том числе буровато-красные и розовые - того же типа, что и предполагаемые на дне Балтийского моря (Кристаллический фундамент Эстонии, 1982).

Кварцевые порфиры входят в состав эффузивных покровов збранковской свиты на Украине, где они пространственно приурочены к Коростенскому массиву (Левковский, 1975). В магматических комплексах Украины кварцевые порфиры развиты широко в виде дайковых образований (Усенко и др., 1982). Известны кварцевые порфиры в разрезе тунгудско-надвоицкой серии среднего протерозоя Карелии, Кольского п-ова (Куолоярвинская структура) в районе Воронежского выступа (старооскольская серия) (Докембрий Русской платформы..., 1974). Многие геологи объединяют хогладскую серию с суйсарской в Карело-Кольском регионе (Гилярова, 1987).

Поэтому нет необходимости непременно связывать валуны кварцевых порфиров на Русской равнине с их предполагаемыми источниками на дне Балтийского моря и в Швеции, с их ледниковым разносом.

К руководящим валунам первой категории принято относить кварцито-песчаники с малиновой, красной, малиново-красной и фиолетовой окраской. Коренным источником этих валунов считаются кварцито-песчаники шокшинской свиты Прионежья. Эта свита относится к среднему протерозою и представлена кварцито-песчаниками розового, малинового, реже фиолетового цвета, переслаивающимися с красными песчаниками. Валуны кварцито-песчаников (фактически обломки галечно-гравийной размерности) розовой, малиново-красной и фиолетовой окраски отмечаются в “моренах” Белоруссии, Украины, Воронежской области, на п-ове Канин, на о.Валаам, в Ленинградской и Вологодской областях (Геология четвертичных отложений..., 1967; Васильев, 1969). Имеются ли толщи кварцито-песчаников типа шокшинской свиты на Русской платформе? По материалам работы “Докембрий Русской платформы и ее складчатого обрамления” (1974) такие кварцито-песчаники известны во многих районах.

Они также выделены в шокшинскую свиту петрозаводско-шокшинской серии среднего протерозоя и ее аналоги.

На Украине малиново-красные кварцито-песчаники входят в состав толкачевской свиты овручской серии. Они залегают на гранитах-рапакиви Коростенского плутона и достигают мощности 1000 м. Карельские структуры Балтийского щита (а в их составе образования петрозаводско-шокшинской серии) по данным геофизики и бурения фрагментарно прослеживаются под осадочным чехлом далеко к югу от щита - почти до Среднерусской возвышенности. Красные песчаники и кварцито-песчаники типа шокшинских вскрыты бурением в районе Крестцов. По этим же данным толща красноцветных песчаников и кварцито-песчаников, сходных с породами шокшинской свиты, закартирована на юго-восточном склоне Воронежского выступа.

Кварцито-песчаники, относимые к петрозаводско-шокшинской серии и ее аналогам, выявлены также на северо-востоке Польши. Близкие по литологии кварцито-песчаники входят также в состав рифейского структурного этажа Русской платформы. Образования рифея в основном выполняют узкие прогибы (авлокогены) в фундаменте. Так в Пачелмском грабенообразном прогибе вскрыты кварцитовидные песчаники розовой окраски, в зоне Волыно-Оршанского прогиба красноцветные и вишневые песчаники, а в восточном обрамлении Русской платформы выявлены красноцветные кварциты “по внешнему облику и мономиктовому составу не отличимые от шокшинских кварцитов карельского комплекса” (Корреляция докембрия, 1977).

Стремление непременно связывать валуны (гальки) кварцито-песчаников розового, вишневого, красного и фиолетового цвета с шокшинскими кварцито-песчаниками Прионежья приводит к тому, что, например, для объяснения упомянутых выше находок обломков таких пород на п-ове Канин необходимо двигать ледник от Онежского озера на северо-восток, что не согласуется ни с одной из многочисленных схем движения скандинавского ледникового покрова.

В качестве важных руководящих валунов принято также рассматривать валуны нефелиновых сиенитов, коренным источником которых считается Хибинский щелочной массив. Имеются указания, что валуны нефелиновых сиенитов разносились в юго-восточном направлении вплоть до Тимана, а в северо-восточном - до берегов Баренцева моря. Действительно, юго-восточный ореол нефелиновых сиенитов обширен, но связан он с деятельностью морских припайных льдов, разносивших валуны во время беломорской и, отчасти, бореальной трансгрессии верхнего плейстоцена (Чувардинский, 1982, 1985). Что касается находок валунов нефелиновых сиенитов на берегах Баренцева моря (на что принято ссылаться на В.Рамсея), то наши исследования не подтверждают этой версии. Кроме того, внутри Хибинского массива имеются валунные шлейфы хибинских пород, в том числе апатитовых руд, связанные с разломно-тектоническим перемещением блоков пород.

В ассоциации с валунами Хибинского массива находятся валуны Ловозерского щелочного массива (луявриты, фойяиты, уртиты, нефелиновые сиениты). Но о наличии таких валунов за пределами Кольского п-ова в литературе почти не имеется упоминаний, хотя их ореол не менее обширен, чем хибинский. С другой стороны, непременная привязка валунов нефелиновых сиенитов к Хибинскому (или Ловозерскому) массиву может привести к ошибкам. Дело в том, что нефелиновые сиениты участвуют в строении не только упомянутых массивов, но и щелочно-ультраосновных массивов, которых на Кольском п-ове насчитывается почти два десятка. Закартированы такие массивы в Карелии и других местах Балтийского щита. Щелочные и щелочно-ультраосновные массивы, в строении которых принимают участие нефелиновые сиениты (а также ийолиты, мельтейгиты, карбонатиты) известны и на Украине (массивы Октябрьский, Малотерсянский, Проскуровский) (Усенко и др., 1982). Нет оснований считать, что подобные массивы не могут быть выявлены и в других районах Русской плиты. Поэтому обнаружение Р.В.Кабановой и В.А.Романовым (1972)

в “морене” Курской области (в долине среднего течения р.Сейм) валунов нефелиновых сиенитов не дает основания привычно прибегать к деятельности ледника, объяснять их перенос покровным ледником с Хибинского массива. Не касаясь самой возможности перемещения покровным ледником валунов за 2000 км (этот вопрос рассмотрен в разделе 1.1), отметим, что хибино-курский конус разноса валунов нефелиновых сиенитов не согласуется с действительным ореолом разноса этих валунов и противоречит всем известным схемам “ледниковых вееров” на Русской равнине. Возникает и еще один вопрос. Р.В.Кабанова и В.А.Романов, обосновывая проникновение ледника в глубь Курской области описывают морену как желтый неслоистый суглинок мощностью 0.5-0.89 м, содержащий валуны нефелиновых сиенитов. Поскольку о наличии валунов или гальки какого-либо другого состава не упоминается, приходится допускать, что ледник захватил на Балтийском щите и переместил в Курскую область только валуны нефелиновых сиенитов (сведений о находках валунов этого состава на пространстве от Карелии до бассейна р.Сейм в научных публикациях обнаружить не удалось).

Не слишком ли сложен и необычайно противоречив ледниковый механизм избирательного перемещения этих валунов? Не проще ли допустить, что валуны (первоначально в виде блоков или тектонической брекчии) были подняты по разломам сквозь платформенный чехол и, что искомый массив щелочных пород находится вблизи находок валунов на глубине в первые сотни метров?

В качестве руководящих валунов принято рассматривать также валуны гранитного состава, причем считается, что они непременно принесены ледником из Финляндии и Швеции (Х.Вийдинг и др., 1971). К ним относят валуны серого и плагиоклазового гранита (нистад-граниты), порфировидные микроклиновые граниты (парние-граниты), серые грубозернистые граниты (ровсунд-граниты), средне-мелкозернистые красные граниты (родо-гранит), крупнозернистые биотитовые граниты (рогунда-граниты), биотитовые среднезернистые граниты (стокгольм-граниты), среднезернистые красно-серые граниты (упсала-гранит) и целый ряд подобных гранитов (Х.Вийдинг и др., 1971).

Перечисленные граниты относятся к группе широкораспространенных интрузивных и метаморфических пород, которые помимо Швеции и Финляндии имеют широкое развитие в Карело-Кольском регионе. На площади погребенной части Русской платформы граниты и гранитоиды образуют несколько массивов и крупных полей: массивы Новгородский, Онего-Двинский, Белорусский, Палангский (Литовский), Тамбовский, Брянский, Воронежский, на Украине - Житомирский массив и т.д. (Докембрий Русской платформы .., 1974). Опыт валунных поисков в Карело-Кольском регионе показывает, что валуны микроклиновых, плагиоклазовых, биотитовых и других подобных гранитов могут рассматриваться в качестве локальных руководящих валунов, когда их шлейф непрерывно прослеживается непосредственно от конкретного гранитного массива или небольшого поля развития гранитоидов.

Не случайно некоторые сторонники великих оледенений возражают против использования пород гранитного состава в качестве руководящих валунов дальнего разноса. Так, П.М.Дорофеев (1965) пишет: “На Украине принадлежность пород к коренным источникам часто определяется местным названием (например, стокгольм-гранит, упсала-гранит, рапакиви-выборгит, прик-гранит). Несостоятельность наименования валунов изверженных пород по местным названиям очевидна”. На идентичность валунов, гранитов, считаемых фенноскандинавскими, и местных гранитов указывал известный исследователь Украинского щита В.С.Соболев (1947). Он, например, писал, что розовые коростенские граниты являются эквивалентом руководящих прик-гранитов И.Седерхольма.

Что касается таких валунов как двуслюдяные гнейсы, гранито-гнейсы, диабазы, мандельштейны, ставролитовые слюдяные сланцы, выделенные Х.Вийдингом и

соавторами (1971) в качестве руководящих, то эти породы имеют широкое развитие и участвуют в строении фундамента Русской плиты и восточной части Балтийского щита. В частности "руководящие" ойе-диабазы Швеции являются аналогами суйсарских диабазов Карелии (Гилярова, 1987).

Популяризаторы науки в качестве особо важных руководящих валунов выделяют уралитовые порфириты, коренным источником которых непременно считается местечко Таммела в Финляндии (Орешкин, 1983, 1987). Минерал уралит представляет собой псевдоморфозы амфибола по пироксену (близок к тремолиту и актинолиту), в качестве акцессорного и породообразующего минерала распространен в комплексах эффузивных пород Балтийского щита. Поэтому совершенно правы Х.Вийдинг с соавторами (1971), когда пишут, что "применение уралитовых порфиритов в качестве руководящих валунов оказалось не надежным".

По-видимому такой же вывод правомерен и для обломков янтаря, находки которого в "ледниковых" отложениях Украины долгое время трактовали как доказательство продвижения южно-балтийской ледниковой лопасти до Украины и ледникового переноса янтаря из Прибалтики. Но недавно было установлено, что он может иметь местное происхождение: россыпи янтаря выявлены в палеогеновых и неогеновых отложениях Украинского Полесья (Мацуй, Савронь, 1985). Ледниковый транспорт янтаря за сотни километров отпадает и по причине его крайне хрупкости, неспособности выдержать не только ледниковый "все перемалывающий", но и значительный речной перенос.

Согласно работе Х.Вийдинга и др. (1971) основной поток руководящих ледниковых валунов происходил из Центрального (шведского) сектора Балтийского щита (из 71 разновидности руководящих валунов с территории Балтийского щита и дна Балтийского моря на Швецию приходится 27 разновидностей руководящих валунов). На большой удельный вес шведских пород в ледниково-валунном сносе на Русскую равнину указывали еще в начале века Х.Хаузен и В.Н.Чирвинский. Если это так, то среди 27 разновидностей шведских руководящих валунов должны быть представлены и другие породы, слагающие кристаллический фундамент Швеции. Причем, количество таких валунов должно быть примерно адекватным площади их развития. В этом плане полезно рассмотреть породы лептитовой формации раннего свекофения, слагающие кристаллический фундамент Средней Швеции на площади порядка 20000 км^2 (Докембрий Скандинавии, 1967).

Лептитовая формация Средней Швеции представлена кислыми вулканитами, переслаивающимися с карбонатными и железорудными прослоями. Кислые вулканиты в соответствии со степенью их метаморфизма подразделяются на геллефлинты (кремнистые породы) и лептиты. Наибольшее развитие имеют лептиты. Важной составной частью лептитов являются частые прослои и пласты железных руд - тонкополосчатых гематитовых кварцитов. В контуре площади развития пород лептитовой формации и на смежной территории расположены массивы и поля упсала-гранитов, сала-порфиров и стокгольм-гранитов, даларнские и сильян-граниты, многочисленные разновидности порфиров и диабазов. Именно валуны этих разновидностей пород пользуются на территории Прибалтики наибольшим распространением (Х.Вийдинг и др., 1971). На этом фоне загадочно выглядит отсутствие валунов лептитовой формации в "моренах" Прибалтики. Данных о находках таких валунов не имеется в фундаментальной сводке "Кристаллические руководящие валуны Прибалтики", не выявлено таких сведений и в многочисленных статьях по вещественному составу "морен" Прибалтики. Породы лептитовой формации, такие как лептиты, геллефлинты, кварцево-гематитовые полосчатые руды обладают свойствами руководящих пород - имеют присущие только им черты литолого-петрографического строения, к тому же часть этих пород этой формации относится к железорудным. Поэтому отсутствие валунов лептитов, геллефлинтов, полосчатых гематитовых руд в "моренах" Эстонии, Латвии, Литвы вызывают сомнение в правильности отнесения валунов гранитов, порфиров, диабазов и многочисленных других руководящих валунов

непременно к шведским. Этот вопрос требует непредвзятого изучения. При этом должен рассматриваться и вероятный встречный перенос припайными льдами, с одного берега Балтийского моря на другой, определенной части шведских и прибалтийских валунов.

Особое значение для рассмотрения вопроса о ледниковом переносе валунов из Фенноскандии на Русскую равнину имеют породы спарагмитовой и варяжской формации позднего докембрия (эокембрия). Породы этих формаций развиты на большой территории вдоль восточного контакта с зоной каледонид, занимая западные возвышенные районы Швеции и соседней Норвегии (Докембрий Скандинавии, 1967).

Породы спарагмитовой и варяжской формации эокембрия могут рассматриваться в качестве руководящих по следующим причинам: они слагают локальные (хотя и обширные) территории и не известны в других районах "области скандинавского ледникового покрова". Спарагмитовая формация представлена толщей полевошпатовых песчаников, переслаивающихся со сланцами и карбонатными породами, в том числе красноцветными. В базальных частях толщи залегают тиллиты, конгломераты и ленточные сланцы. Мощность толщи спарагмитов более 1500 м (Докембрий Скандинавии, 1967; У.Хольтедаль, 1957).

Породы варяжской формации, налегающие на спарагмитовую, представлены главным образом, кварцитами, но ее базальным компонентом также являются тиллиты и ленточные сланцы. Мощность тиллитов и конгломератов до 100 м, ленточных сланцев - десятки метров (Хольтедаль, 1957; Докембрий Скандинавии, 1967).

Валуны пород спарагмитовой и варяжской формации хорошо диагносцируются - в первую очередь в качестве руководящих выделяются валуны тиллитов, конгломератов, ленточных сланцев, а также песчаников с прослоями известняков и доломитов.

По данным У.Хольтедаля (1957) перенос валунов спарагмитовой и варяжской формации составляет порядка 6-7 км. Перенос на такие же расстояния обычен и для валунов других пород юго-западной части Фенноскандии. Так подсчеты процентного соотношения в "морене" валунов разного состава в провинции Нордмарк (Норвегия) в зоне контакта осадочных пород кембрия с комплексом изверженных щелочных сиенитов и щелочных гранитов дали следующие результаты: изверженные породы составили 51% от общего количества валунов, кембрийские сланцы, песчаники и роговики - 29%, породы архейского фундамента (гнейсы, гранито-гнейсы) - 13%, валуны спарагмитовой и варежской формации - 7%. В том же Нордмарке в "морене", лежащей на изверженных щелочных породах, содержание валунов щелочных пород составило 90%, валунов кембрийских пород - 3%, архейских гнейсов и гнейсо-гранитов - 3%, спарагмитов -4% (Хольтедаль, 1957). Полоса развития пород спарагмитовой и варяжской формации расположена в 6-7 км к северу от участка исследований.

Что касается разноса валунного материала в Швеции, он тоже был сравнительно небольшим. На это указывает и резкое преобладание (до 90-100%) в "моренах" Швеции валунов местных кристаллических пород (Daniel, 1986; Hillden, 1984). Таким образом, расстояние переноса валунов спарагмитовой формации достаточно обычно и сопоставимо с расстоянием переноса валунов архейских, протерозойских и палеозойских пород.

Столь подробное описание пород спарагмитовой, варяжской, а также лептитовой формаций предваряет следующий вопрос: почему валуны пород этих формаций не обнаружены в "моренах" Прибалтики, где, как это указывается в многочисленных публикациях, столь полно и в большом количестве представлены валуны всех других главных и второстепенных руководящих пород, местоположение которых находится в тех же районах Швеции, что и отсутствующие валуны пород упомянутых формаций. Это тем более загадочно, что рассматриваемый район принято относиться к центрально-ледниковой зоне, где ледниковая экзарация имеет классическое проявление. В учебнике "Основы геологии" проф. В.Д.Панников прямо указывает: "Спускаясь со Скандинавских гор ледник разрушал их, отламывал куски скал, сглаживая и выпахивая по пути Балтийский кристаллический щит" (Панников, 1961, стр.276).

Развивая эти идеи, проф. И.В.Попов в книге “Загадки речного русла” (1977) утверждает, что “ледник снес со Скандинавии 500-700 тысяч кубических километров горных пород и это привело к снижению Скандинавских гор на 500-600 м” (стр.66). В связи с таким достаточно традиционным выводом И.В.Попова, стоит обратить внимание на отсутствие в “моренах” Прибалтики и Русской равнины не только валунов спарагмитовой формации, но и валунов палеозойских пород, слагающих “полуснесенное ледником” Скандинавское нагорье.

Но парадокс не только в этом. Срезав со Скандинавии слой коренных пород толщиной 500-600 м, ледник весьма избирательно захватывал и перемещал только валуны, за которыми в публикациях геологов-четвертичников закреплен статус руководящих. Причины видимо не в номенклатурной иерархии, а в том, что породы, представляющие “руководящие” валуны, участвуют в строении фундамента прибалтийского сегмента Русской плиты. И, наоборот, отсутствующие в “моренах” Прибалтики породы спарагмитовой, лептитовой и других формаций, не имеют аналогов ни в фундаменте, ни в чехле этой части платформы.

Уже упоминалось, что в ряде районов отмечаются валуны, перемещение которых необъяснимо с позиций их ледникового разноса. В качестве дополнительного примера можно привести известную проблему валунов андезито-дацитов Днепровско-Донецкой впадины, которые “неправильно”, с точки зрения их ледникового транспорта, разнесены от коренного источника с юго-востока на северо-запад (Радзивилл, Куделя, 1976). Этот “неправильный” перенос может быть объяснен перемещением приразломных блоков и тектонической брекчии андезито-дацитов вдоль левых сдвигов из района развития этих пород - Болтышской и Ильинецкой вулканоструктур.

В 1964 году в № 5 журнала “Природа” Ю.М.Устюгов опубликовал заметку о находке валуна каменной соли в “морене” Кировской обасти. Впоследствии валуны галитов были найдены в “моренах” Белоруссии и в Прибалтике, но первая находка стала хрестоматийной и играла большую роль в дискуссии о ледово-морском генезисе валунных суглинков на Европейском Севере и Западной Сибири. Сторонники великих оледенений постоянно приводили в пример указанный валун и уверяли, что ни о какой дрифтовой теории не может идти и речи, так как валун галита непременно растворится в морской воде. Аргумент справедливый, равно справедливо и обратное - в ледниковой воде, которой при таянии ледника должно быть в избытке, галитовые валуны тоже не сохранятся.

Учитывая, что на поверхность залежи каменной соли не выходят ни в Кировской области, ни в Белоруссии и Прибалтике, появление валунов галитов в четвертичных отложениях можно объяснить или процессами соляного диапиризма, или разломной тектоникой - выводением по взбросо-надвигам пластов каменной соли к дневной поверхности.

В четвертичных отложениях Беларуси в контуре девонского поля выявлено большое количество глыб меловых пород, коренное залегание которых находится южнее (Левков, 1980). Для их ледниковой транспортировки требуется движение ледника с юга на север (или на северо-восток). Принятие точки зрения о вдольразломном перемещении чешуй мела по сдвигам северо-восточного простирания снимет необходимость такого ледникового “поворота”.

Важные закономерности по связи россыпного золота в четвертичных отложениях с золотоносными металлогеническими зонами кристаллического фундамента Беларуси приводятся Ю.А.Деревянкиным (1994). На основании типохимического изучения золота и его пробности из разных шлихозолотоносных провинций Беларуси было выделено пять групп россыпного золота:

1) высокопробное золото; 2) высокопробное медистое золото; 3) золото средней пробы, серебристое, иногда медистое; 4) золото средней-низкой пробы, высокосеребристое, содержащее ртуть, медь, электрум; 5) амальгама золота-серебра.

Анализ распределения в Беларуси разных типов золота позволил выделить несколько золото-шлиховых провинций (Деревянкин, 1994). Золото первой и второй

групп (высокопробное, слабо медистое) характерно для северной части Беларуси. В центре Беларуси в полосе Минской возвышенности золото низкопробное медисто-серебристое, со значительным содержанием ртути (третья-четвертая группа золота). В южной геоморфологической области установлено развитие золота пятой группы - амальгама серебра-золота в смеси со второй и третьей группами. По заключению Ю.А.Деревянкина шлиховое золото имеет полигенные коренные источники, но все они связаны с определенными золотосодержащими металлогеническими зонами кристаллического фундамента Беларуси.

Наиболее хорошо эта связь устанавливается с погребенным Белорусским кристаллическим массивом (медисто-серебристое золото с примесью ртути), а также с зоной активизации Микашевичко-Житковичского горста (южная область), где золото (амальгама золота-серебра) связано с металлогенической зоной в пределах этого горста. По данным "Беларусьгеологии" золото в породах кристаллического фундамента Беларуси в количестве до 2 г/т установлено в ряде металлогенических зон, но везде залегает под платформенным чехлом мощностью порядка 500-800 м (Ф.С.Азаренко и др., 1994, "Литосфера", № 1, 1994). Оно достаточно хорошо коррелируется с золотом в четвертичных отложениях. В промежуточных коллекторах (докайнозойском чехле) золото не обнаружено.

Каким образом золото с глубин в несколько сот метров попало в четветичные отложения, в том числе и "морену", ледниковая теория не объясняет. Вместе с тем, принятие механизма о выведении золотосодержащих тектонических брекчий на поверхность по взбросам и взбросо-сдвигам решает и этот вопрос. Выведенные на поверхность золотосодержащие брекчированные массы (вместе с валунами и глыбами кристаллических пород), размывались, переотлагались - с участием оползневых и солифлюкционных процессов, включались в состав четвертичных отложений. Что касается промежуточных коллекторов, то они должны быть. Поиск их следует вести в зонах активизированных разломов, по которым золотосодержащие тектонические брекчии выводились на поверхность, и шовная зона которых выполнена этими брекчиями. Содержание золота в непереотложенных брекчиях должно быть существенно выше, чем в четвертичных отложениях.

Упоминавшийся горизонт гранитных глыб и валунов мощностью 12 м, подсеченный скважинами на глубине 60 м в районе г.Полоцка, и скопление валунов кристаллических пород в разрезе осадочного чехла в районе Славгорода (Каган, Солодухин, 1971), по-видимому, являются тектоническими брекчиями пород фундамента и выполняют шовную зону разломов.

Для понимания происхождения эрратических валунов представляет интерес статья "Безморенные области" (Н.И.Кригер и др., 1985) в которой констатируется, что бассейн Нижней Оки представляет собой безморенную область - территорию, на которой развиты покровные субаэральные суглинки лежащие на пермских отложениях. В бассейне рек Мокша и Теша, а также в районе Мурома авторами публикации морена выделяется, но "она имеет характер локальной морены", состоящий из материала татарских отложений перми. По существу эта "морена", как и субаэральные безморенные суглинки Нижней Оки, представляет собой делювиальные образования, сформировавшиеся за счет переотложения выветрелой части подстилающих пермских отложений. Но далеко к югу - на южной границе донского ледникового языка валуны кристаллических пород - граниты, гнейсы, габброиды и др. - явление обычное, причем некоторые достигают больших размеров - до 1.5-2 $м^3$ (М.С.Цыганов, 1969).

Итак, при своем неодолимом движении на юг ледник каким-то образом "перешагнул" через расстилавшуюся на его пути Приокскую равнину, оставив ее в первозданном (безморенном) виде. И только, войдя в область донского ледникового языка, ледник рассеял фенноскандинавские валуны. И не просто рассеял, а распределил избирательно. Ю.Ф.Дурнев и В.С.Аграновский (1985) в области донского языка

выделили два типа морены - красную с валунами кислых пород (гранитного и гнейсового состава) и серую морену, эрратические валуны которой представлены интрузивными породами основного состава (габбро и др.). Выявленные загадочные особенности распределения валунов малореально связывать с ледниковой синергетикой в области петрографии, но эти явления вполне объяснимы с точки зрения тектонического происхождения валунов. Кристаллические породы, давшие валуны кислого и основного состава, участвуют в строении Воронежского выступа фундамента и лежат на глубине порядка 100-150 м.

Прежде чем перемещать за 2000 км валуны габбро и других основных пород с Балтийского щита следует обратить внимание, что по данным геологов (Н.М.Чернышов и др., 1988) еще более широко, чем на щите, эти породы развиты в нижележащем фундаменте, где выявлены многочисленные массивы габбро-норитов, норит-диоритов, габбро-диоритов, базит-гипербазитов (рис.89).

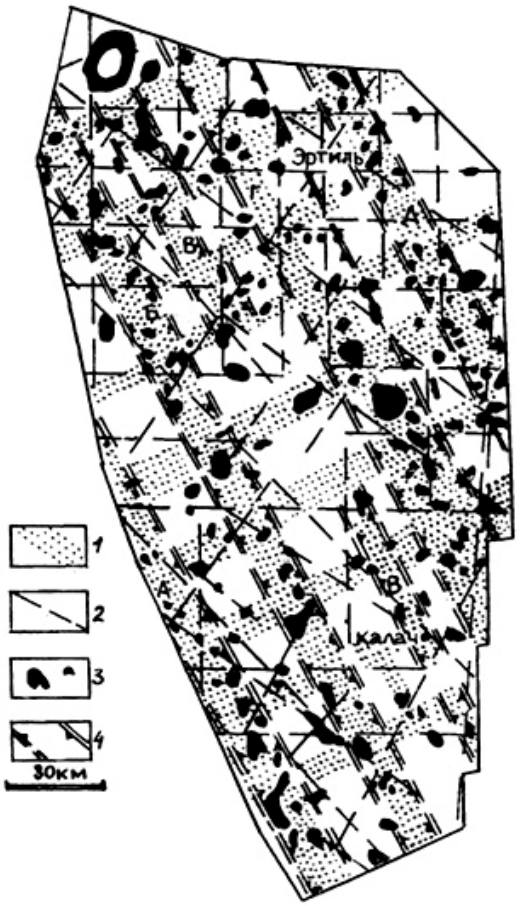


Рис.89. Соотношение разломных структур и массивов основных-ультраосновных пород в пределах Воронежского выступа фундамента (Воронежская обл.) (по Н.М.Чернышову и др., 1988)

1 - зоны разломов 63-333°; 2 - осевые линии разломов прочих систем; 3 - интрузии основных-ультраосновных пород; 4 - границы поясов

По тем же данным фундамент и чехол Воронежского выступа разбит системой разломов широтного, меридионального, субширот-ного и других простираний (см. рис.89). Не вдаваясь в дискуссию о времени заложения систем разломов, отметим, что согласно исследованиям А.Т.Шевырева (1985), эти разломы (или значительная часть их) испытали активизацию на неотектоническом этапе. Движения по разломам продолжаются и ныне, о чем свидетельствуют зафиксирован-ные в зонах сочленения разломов эпицентры слабых и средних землетрясений (Ананьин, 1968; Шевырев, 1985).

Учитывая неглубокое залегание фундамента, можно полагать, что приразломные клинья и блоки, тектони-ческая брекчия основных и других пород фундамента выводились по сдвигам и взбросам на поверхность (см. раздел 3.6). Становится понятной “избирательная” концентрация валунов основных пород в “серой морене” - а валунов гранитоидов - в “красной”: на участках пересечения разломом крупного массива основных пород на поверхность по приразломным взбросам (или сдвигам со взбросовой составляющей) выводились блоки и брекчия пород, слагающих массив. Такой же механизм выведения на поверхность пород фундамента действовал и в разломах-сдвигах и взбросах, секущих гранитоиды. Однако, если массивы интрузивных

пород малы по размерам и если горизонтальные смещения внутри приразломно-шовных зон сдвигов преобладают над вертикальными, вынос пород фундамента на поверхность может произойти не над массивом, а гораздо дальше и преобладать в тектонической брекчии будут не породы массива, а вмещающие гранитоиды или гнейсы.

Помимо рассмотренного разломно-тектонического механизма, в палеозое и, возможно, в мезозое, на Русской платформе существовал еще один способ выведения глубокозалегающих пород на поверхностью Это эксплозивные явления, связанные с образованием трубок взрыва, рвущих платформенный чехол и выносящих на поверхность вмещающие породы и породы, слагающие тело трубки (ультраосновные фоидиты, базальтоиды, мелилититы, кимберлиты, ксенолиты глубинных пород). В четвертичные отложения этот материал поступал за счет разрушения трубок взрыва. Данный механизм, конечно, более скромен по количеству крупнообломочного материала, поставляемого на поверхность, чем приразломно-тектонический процесс. Но его следует учитывать, тем более, что трубки взрыва могут поставлять “эрратические” породы, залегающие не только в земной коре, но и в мантии. До недавнего времени трубки взрыва на Русской платформе были почти неизвестны, ныне же выделяются целые их поля - в Архангельской, Ленинградской областях, в республике Коми, в Белоруссии.

Подытоживая материалы по данному разделу, можно отметить, что крупнообломочный материал кристаллических и осадочных пород поставлялся в четвертичные отложения несколькими способами. В районах развития северных морских трансгрессий это дрифтовый разнос валунов кристаллических и осадочных пород. В этих же районах, а также в центральных частях Русской платформы, был развит процесс выведения на поверхность по сдвигам и надвигам клиньев, блоков и тектонической брекчии кристаллических пород фундамента и внутричехольных пород. Наряду с этим, происходил размыв и переотложение древних конгломератов, докайнозойских валуносодержащих пород, перенос грубообломочного материала озерными, речными льдами. Часть кристаллических обломков поступала на поверхность за счет разрушения докайнозойских трубок взрыва. Достаточны ли эти процессы, чтобы объяснить наличие имеющегося количества грубообломочного материала (особенно кристаллических пород) в моренах Русской платформы? Думается, что для северных областей Русской равнины и Западной Сибири эта проблема решена в пользу ледово-морского генезиса валунных суглинков, т.е. один из современных процессов - дрифтовый разнос грубообломочного материала достаточен для объяснения условий накопления части четвертичной валуносодержащей толщи.

В западных и центральных областях Русской равнины (и на Балтийском щите) главными были разломно-дислокационные процессы, а точнее, совокупность эндогенных и экзогенных процессов, из которых тектонический фактор в значительной мере предопределял формирование рельефа и отложений. Посредством этих процессов крупнообломочный материал поставлялся на поверхность равнины и с их же участием перераспределялся, переотлагался, с одновременным формированием валуносодержащих отложений.

Из процессов, посредством которых глыбово-валунный материал перемещался от приразломно-шовных зон, можно указать на такие, как оползание, солифлюкция, делювиальные, овражно-балочные, а также ледово-озерные и ледово-речные. Активизации этих процессов способствовали поступательные тектонические движения, приводившие к повторным дислокациям в чехле, формированию чешуйчатых “морен”, скучиванию отложений, новому их переотложению в условиях холмистого тектонического рельефа. При наличии на Русской равнине вечной мерзлоты (многочисленные данные в пользу этого приведены в работах А.А.Величко) и последующей ее деградации в процесс переотложения материала включалось пучение, термокарст, морозобойное трещинование, усиливались солифлюкционные явления. В

итоге формировались покровные валуносодержащие отложения, которые принято относить к ледниковым.

Напомним, что количество валунного материала в “моренах” Русской равнины незначительно. Даже с учетом гравийной фракции (которую почему-то относят к крупнообломочной фракции “морены”) количество этого материала по данным многочисленных гранулометрических анализов, приведенных в монографии А.А.Кагана и М.А.Солодухина (1971), в среднем не более 1%. Несколько выше содержание обломков местных осадочных пород.

О незначительном, а возможно, ничтожном, содержании валунов кристаллических пород в моренных отложениях свидетельствует и заключение Ю.А.Лаврушина, А.Р.Гептнера и Ю.К.Голубева (1986): “Анализ вещественного состава морен на обширных пространствах платформ, сложенных осадочными породами, показывает, что в них резко преобладают местные породы. В этом отношении можно назвать все основные морены, с небольшим преувеличением, в какой-то степени локальными” (стр.59).

Может возникнуть вопрос, почему “ледниковые” отложения распространены в означенных границах покровных оледенений? На него можно ответить следующим образом: 1) “означенные” границы оледенений - это границы зон разломной неотектонической активизации. “Гляциальная область” Восточно-Европейской платформы - это область широкого проявления новейших разломно-тектонических процессов, как в ее фундаменте, так и чехле; 2) за пределами предусмотренных границ оледенений также имели место “ледниковые” процессы (хотя и в меньшем масштабе и локально): образование “гляциодислокаций” в чехле, формирование экзарационных форм рельефа, “морены”, ленточных глин, появление эрратических валунов (например, валунов, гранитоидов в Крыму) и т.д. Эти факты, в той или иной мере, уже рассматривались в соответствующих разделах работы. .С учетом известной формулировки Н.Г.Загорской: “Литологический облик морены давно и прочно потерян”, следует остановиться на вопросе моренообразования во внеледниковых районах.

На юге Русской равнины широко распространены скифские или сыртовые глины и суглинки - неслоистые, комковатые отложения красноватой, бурой или пестрой окраски. Мощность их от первых метров до 20-25 м (Васильев, 1969). Скифские (сыртовые) глины развиты на всех элементах рельефа, являясь покровными отложениями. В толще глин и суглинков присутствуют стяжения и желваки карбонатного материала, марганца, нередко имеется грубообломочный материал галечной и гравийной размерности (Васильев, 1969; Марков и др., 1965). Изучение скифских глин, проведенное нами в береговых обрывах Таганрогского залива Азовского моря, показывает, что текстурно-текстурные особенности глин, их литология весьма напоминает “морены” того же Подмосковья, с той разницей, что в скифских глинах имеется обломочный материал только осадочных пород. Генезис скифских и сыртовых глин до сих пор остается проблематичным, но преобладает точка зрения об их делювиальном происхождении. В контексте с проблемой материковых оледенений необходимо учитывать, что подобные делювиальные процессы и формирование северных аналогов скифских глин могло иметь место в неогене и в центральных районах Русской равнины. Эти образования могли явиться основой мелкоземистой части “морены”.

Возможно и делювиально-пролювиальное формирование “морены”, особенно в степных районах Русской равнины. Об этом, в частности, свидетельствуют исследования Л.В.Любимова (1975), проведенные в бассейне Хопра. Выделявшиеся здесь ранее мощные толщи (до 30-60 м) морен оказались в одних случаях овражно-балочными отложениями, а в других - элювиально-делювиальными.

Близкие процессы развиты в Центральном Казахстане, где по описанию А.С.Сарсекова, Д.П.Позднышева и А.Г.Медчева (Геология СССР, т.XX),

нижнечетвертичные делювиально-пролювиальные отложения представлены толщей (от 3-6 до 30 м мощности) красно-бурых суглинков и супесей с большим количеством неравномерно распределенных глыб, щебня и галек, составляющих около 30% массы породы. Средний размер обломков 0.1-0.2 м, максимальный - 1-2 м. Такие отложения наблюдались и нами в Северном Прибалхашье, причем валуны были представлены преимущественно гранитами, сиенито-диоритами.

В районе канала Иртыш-Караганда А.С.Сарсековым, Д.П.Позднышевым и А.Г.Медчевым встречены эрратические валуны и гальки.

По данным Е.И.Селиванова (1972) нижне-верхнечетвертичные покровные делювиальные и пролювиальные суглинки и супеси с галькой, щебнем и валунами широкое развиты в Монголии. Крупнообломочный материал в суглинках нередко эрратический (гранитного состава). Наконец, надо отметить, что и четвертичная система в Крыму иногда представлена супесчано-валунно-глыбовыми отложениями по габитусу весьма близкими к “морене” Карело-Кольского региона. Такая “морена” выявлена нами в береговых обрывах Черного моря у южного подножья г.Кастель (рис.90). Супесчаная, суглинистая “морена” с различным количеством грубообломочного материала (от 10-15 до 40-50%) фрагментарно развита от г.Кастель до г.Аю-Даг. Видимая мощность “морен” до 10-20 м, а валуны представлены диоритами, габбро-диоритами, диабазами, известняками, сланцами.

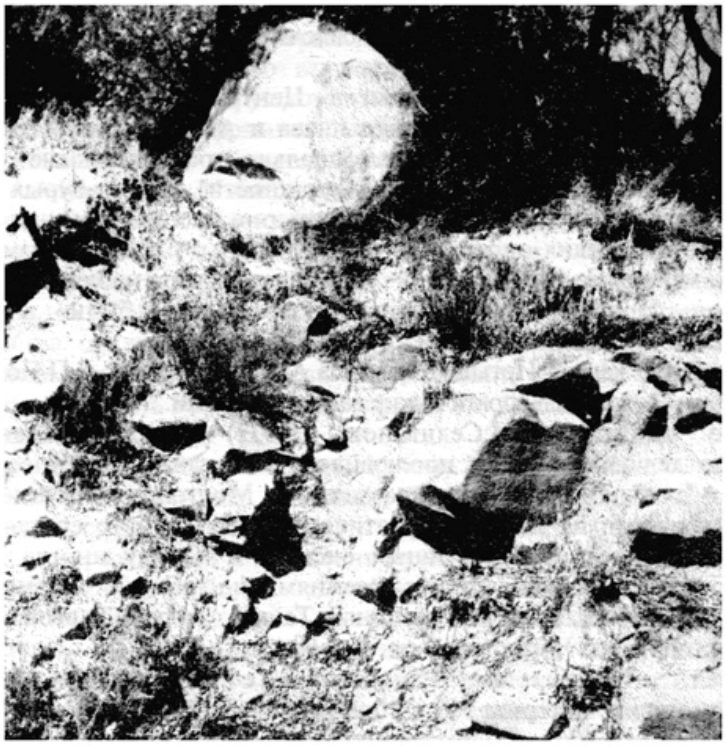


Рис.90. Валунно-глыбовые "морены" "ледниковых" и "внеледниковых" зон
а) валунно-глыбовая "морена" на северном берегу Белого моря. Терский берег, район мыса Толстик; б) валунно-глыбовая "морена" на северном берегу Черного моря. Береговой обрыв к западу от Алушты, близ г.Кастель (фото автора)

Выводы

1. Фундамент и платформенный чехол Русской плиты имеет блоковое строение и разбит системой разноориентированных разломов разного типа и порядка.

2. В неоген-четвертичное время имела место интенсивная тектоническая активизация северной части плиты. Это привело к горизонтальных и субвертикальным движениям по разломам, к развитию процессов вдольразломного перемещения материала приразломно-шовных зон (блоков, пластин, тектонической брекчии), к выведению пород фундамента и чехла по пологим или крутым сместителям к поверхности.

3. Выведенный на поверхность глыбово-валунный материал рассредотачивался, перемещался посредством экзогенных процессов - солифлюкции, оползания, делювиально-пролювиальных явлений, разносился озерными и речными льдами. Эти процессы происходили на фоне неоднократной активизации зон разломов, что вело к образованию новых дислокаций в осадочном чехле, к скучиванию “отложенного” материала в “холмисто-моренные” и “конечно-моренные” комплексы, к формированию многослойных чешуйчатых “морен”.

4. Валуны, глыбы четвертичных отложений Русской равнины (за исключением ее северных районов, где сформировались ледово-морские валунные суглинки) могут в общих чертах отражать строение нижележащего кристаллического фундамента платформы. Чем тоньше платформенный чехол, тем достовернее эта зависимость.

“В угоду гляциалистической концепции
приходится самым жестоким образом
калечить флористические факты”.

Проф. М.В.Клоков (1955)

“Биогеографические данные
обязывают отказаться
от ледниковой гипотезы
в любом ее варианте”.

Проф. В.Н.Васильев (1961)

Глава 5

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ЛЕДНИКОВОЙ ТЕОРИИ

5.1. Биогеографические данные и ледниковая теория

Изучение кайнозойских флор и фаун, анализ их географического распределения показывают, что развитие растительного и животного мира на площадях предполагаемых покровных оледенений не прерывалось, а шло поступательно в соответствии с теми природно-климатическими изменениями (морские трансгрессии, горообразование, экспансия и деградация мерзлоты, колебания ледников), которые имели место в четвертичном периоде (работы И.Г.Пидопличко, Г.У.Линдберга, В.Н.Васильева, М.В.Клокова, П.И.Дорофеева).

Более того, даже в центре предполагаемого оледенения - в Фенноскандии, где ледниковая “пята” изображается наиболее продолжительно существовавшей, выявлены многочисленные реликтовые и эндемичные виды растений и животных, переживших ледниковый период на месте (работы Р.Нордхагена, А.Хансена, Х.Броха, С.Экмана, Б.А.Мишкина, Р.Н.Шлякова, Е.В.Вульфа, В.Н.Васильева).

Дискуссия по вопросу “перезимовки” рядом высших растений и животных ледникового периода в Фенноскандии ведется уже более полувека. Результаты ее в основном, сводятся к следующему: 1) факт наличия реликтовых и эндемичных видов растений и животных в составе флоры и фауны Фенноскандии признается большинством исследователей;
2) большинство ученых также считает возможным признать теорию “перезимовки” растений и животных в течение последней ледниковой эпохи. Согласно этим представлениям они находились в убежищах, рефугиумах - в основном на нунатаках, возвышающихся над ледниковым покровом. Эту теорию поддерживают и многие крупные геологи и географы (У.Хольтедаль, Л.Р.Серебряный, Р.К.Баландин).

Единственный недостаток этой теории - невозможность произрастания высших растений (а также обитания животных) как на нунатаках, так и в других убежищах в центре материкового оледенения, каковым считается Фенноскандия.

В последние 20-30 лет, благодаря развитию метода радиоуглеродного (C^{14}) определения возраста органических остатков, появился огромный фактический

материал, позволяющий познать природную обстановку равнин умеренных широт и, особенно, центральноледниковых районов в последнюю ледниковую эпоху.

Кратко остановимся на этом вопросе. В 1970 году автором были опубликованы две статьи (Чувардинский, 1970а,б), в которых на основе анализа датировок по C^{14} органических остатков из верхнечетвертичных отложений Фенноскандии и Северной Америки были сделаны выводы об отсутствии материковых оледенений в этих районах[1].

Анализ датировок древесины, торфа, костей животных, раковин моллюсков, показывает, что во время последней ледниковой эпохи (26-10 тыс.лет назад) ни в Фенноскандии, ни на Канадском щите, а также на Таймыре и севере Западной Сибири покровное оледенение не могло иметь места.

Так, в период висконсинского оледенения (промежуток времени 26000-8000 лет назад), когда Северную Америку принято покрывать мощным ледниковым щитом, из верхнечетвертичных отложений ледниковой зоны, получены многочисленные датировки по C^{14} древесины, торфа, других органических остатков, имеющих возраст 26000-8000 лет. При этом большое количество датировок из верхнечетвертичных отложений территориально расположено в центрально-ледниковой зоне и датируется временем 20-17 тыс.лет назад, то есть соответствует максимальной фазе висконсинской ледниковой эпохи (Чувардинский, 1970а).

Датировки по C^{14} указывают, что, по крайней мере, в висконсинскую ледниковую эпоху покровного оледенения Канады и Севера США не было. Ведь не могли же произрастать леса (датировки древесины), накапливаться торф (датировки торфа) в центральных частях ледникового щита. Равно не мог ледник переместить древесину, другие органические остатки в центрально-ледниковую область со своей южной краевой зоны (для этого пришлось бы вводить эффект большой ледниковой бороны, тащившей за деградирующим ледником органические остатки).

Можно отметить, что и смещение во времени ледниковой и межледниковой эпох не дает удовлетворительного выхода из парадоксального положения. На время межледниковой эпохи на ту же территорию приходится не меньшее количество датировок по C^{14}.

Близкая картина наблюдается и при анализе датировок по C^{14} органических остатков для времени вюрмского оледенения (23000-10000 лет назад) Фенноскандии (Чувардинский, 1970а,б). Этим временем в Скандинавии датированы кости мамонтов, древесина, органический материал из морских отложений. Фактически во время вюрмского оледенения в Фенноскандии произрастала древесная растительность, обитали мамонты, часть территории была под уровнем моря.

Датировки органических остатков из верхнечетвертичных отложений хорошо согласуются с отмеченными выше материалами по реликтовой и эндемичной флоре и фауне, пережившей ледниковый период в Фенноскандии.

Обстоятельный анализ датировок по C^{14} органических остатков из верхнечетвертичных отложений Таймыра, Ямала, Гыдана выполнен И.Д.Даниловым (1978), Ю.К.Васильчуком и др. (1984). Поэтому эти материалы здесь не рассматриваются. Можно лишь согласиться с выводами указанных авторов, что радиоуглеродные датировки свидетельствуют об отсутствии покровных оледенений на Таймыре и на севере Западной Сибири в зырянскую эпоху.

Резюмируя приведенные краткие сведения биогеографического характера и датировки по C^{14}, можно присоединиться к выводу крупного отечественного ботанико-географа В.Н.Васильева, что биогеографические данные в корне противоречат ледниковой теории и эта теория должна быть пересмотрена.

Большое значение для познания палеогеографии плейстоцена имеют данные по изучению фауны и флоры в морях Северного Ледовитого океана. Вопреки теории заполнения

---

[1] Датировки по C^{14} в своей основной массе сосредоточены в выпусках журнала “Radiokarbon”.

этих морей материковыми льдами толщиной 2-2.5 км, для Белого моря даже 4 км (см. Гросвальд, Глебова, 1991, рис.3), эти данные свидетельствуют, что во время "оледенения", в них нормально развивалась арктическая, субарктическая, а в Баренцевом и Белом морях даже бореальная фауна.

Для морей Арктики характерен высокий эндемизм бентосной фауны (Атлас Арктики, 1985). На шельфе от 40 до 50% видов бентосной фауны являются эндемичными. Эндемичные роды имеются в большинстве групп беспозвоночных, среди которых выделяются 9 эндемичных и 5 автохтонных арктических родов иглокожих, более 15 родов бокоплавов, 6 родов рыб. В других группах бентосной фауны - среди корненожек, губок, червей, моллюсков, изопод, декапод, морских пауков имеется от 1 до 4 эндемичных родов.

Согласно выводам Е.Ф.Гурьяновой (1985), все эндемичные виды, к каким бы родам они не принадлежали, возникли в четвертичное время за период от раннего до позднего плейстоцена. По тем же данным характер распределения эндемичных видов бентосной фауны указывает на существование следующих центров формирования шельфовой арктической фауны: Карского, Сибирского и Чукотско-Американского. Все эти данные достаточно определенно свидетельствуют, что развитие бентосной фауны шельфовых морей в четвертичное время не прерывалось гипотетическими покровными оледенениями.

Особый интерес для решения рассматриваемой проблемы представляет Белое море, впадину которого, равно как и прилежащую сушу, принято заполнять и перекрывать мощными материковыми льдами толщиной до 4 (!) км. Согласно этим представлениям последнее покровное оледенение, уничтожившее в Белом море все живое, происходило в осташковскую эпоху, то есть в период порядка 23-10 тыс.лет назад. Однако, наличие в Белом море большого количества реликтовой и эндемичной фауны и флоры, установленных работами Н.М.Книповича, К.М.Дерюгина, Е.Ф.Гурьяновой, ставят под сомнение такие представления. Сведения о реликтовых и эндемичных организмах, переживших ледниковый период в Белом море, подытожены в книге Е.Ф.Гурьяновой "Белое море и его фауна" (1948).

В Белом море установлено две основные группы реликтов: представители высокоарктической фауны (моллюски, ракообразные) и бореальные реликты (моллюски, мшанки - всего до 60 видов морской бореальной реликтовой фауны и флоры).

Анализируя материалы по реликтовой фауне, Е.Ф.Гурьянова пишет: "Совершенно исключительный интерес представляет присутствие среди теплолюбивых реликтов Белого моря ряда видов, которые устанавливают наличие каких-то древних и пока еще не выясненных связей между Белым морем и дальневосточными морями, с одной стороны и между Белым и Балтийским морями - с другой. Все эти виды бореальной природы обладают разорванным ареалом распределения и встречаются либо только в Белом море и в Японском и Охотском морях и нигде в промежуточном районе не найдены, либо только в Белом и Балтийском, с прилегающими к нему районами Северного моря, и отсутствуют в переходной части Северной Атлантики и Западного сектора Арктики".

Всего в Белом море известно 17 видов реликтовой тихоокеанской фауны и более 20 видов балтийской реликтовой фауны и флоры. Касаясь последних, Е.Ф.Гурьянова пишет, что "все это виды бореальной природы и концентрируются они на мелководьях западной половины Белого моря, придавая ему совершенно своеобразный "балтийский" облик, и, очевидно, должны быть отнесены к реликтам предшествующей, более тепловодной эпохи".

Каким же образом сохранилась реликтовая фауна и флора в Белом море, если оно неоднократно выполнялось материковыми льдами и льды последнего оледенения , согласно В.С.Медведеву, Е.Н.Невесскому (1971), исчезли только в голоцене. Н.М.Книпович и К.М.Дерюгин, исходя из биогеографических данных считали, что реликтовая теплолюбивая (бореальная) фауна имеет межледниковый, бореальный

(мгинский) возраст, а высокоарктические реликты, возможно, еще более древние. Но “доказанность” осташковского оледенения Белого моря, в последующую за мгинским межледниковьем эпоху, поставила биологов в тупик. В самом деле, как совместить теорию мощного материкового оледенения беломорской впадины и сохранение древних реликтовых видов морской фауны и флоры?

Не случайно крупный исследователь беломорской и баренцевоморской фауны Е.Ф.Гурьянова пришла к малоутешительному заключению, что этот вопрос “очень темен и совершенно запутан, и эта одна из самых интересных загадок биогеографии Белого моря”.

Сохранение в Белом море многочисленной реликтовой фауны и флоры, в том числе тихоокеанских и балтийских видов, свидетельствует о том, что Белое море являлось своеобразным убежищем для плейстоценовой и более древней морской фауны и флоры и не заполнялось материковыми льдами.

Биогеографические материалы вполне определенно указывают, что в четвертичное время шельфы арктических (и дальневосточных) морей не покрывались материковыми льдами и гипотеза панарктического ледникового покрова не имеет фактического обоснования.

Погребенные пластовые льды. Являются важным доказательством существования покровных оледенений в Западной и Восточной Сибири, на шельфах арктических морей. Рассматриваются в качестве остатков былых покровных ледников (В.И.Астахов, М.Г.Гросвальд, Ф.А.Каплянская, В.Д.Тарноградский и др.).

В последние годы благодаря углубленным мерзлотно-гидрогеологическим исследованиям были получены убедительные данные об их неледниковом генезисе (Л.Н.Крицук, 1985, 1988, 1990; Л.Н.Крицук и Н.П.Анисимова, 1985). Эти работы показали, что пластовые льды являются внутригрунтовыми образованиями, сформировавшимися при промерзании поверхностных или подземных вод зоны свободного водообмена. При образовании вечной мерзлоты в пластовые льды преобразовывались и пластово-трещинные воды, а в эпохи усиления процессов промерзания - межмерзлотные и напорные трещинные воды. В частности, пластовые льды широко известной Ледяной горы в нижнем течении р.Енисей образовались в результате промерзания высоконапорных пластово-трещинных вод (Крицук, Анисимова, 1985).

Имеющиеся данные “практически сводят на нет обоснования гипотез гляциодиапиризма и захоронения глетчерного льда” (В.В.Ловчук, М.С.Красс, 1987, с.107).

Заключая раздел, можно отметить, что материалы биогеографических исследований определенно свидетельствуют об отсутствии покровных оледенений равнин умеренных широт. Для понимания проблемы можно привести следующие обобщения:

В книге “Физическая география СССР” Ф.Н.Мильков и Н.А.Гвоздецкий указывают: “В настоящее время палеогеографические исследования (преимущественно изучение остатков ископаемой фауны и флоры) не дают оснований говорить о существовании в ледниковую эпоху необычайно суровых климатических условий. Наоборот, имеющиеся палеоботанические, палеозоологические и археологические данные свидетельствуют, что климат ледниковой эпохи хотя и был более холодным и более континентальным, чем сейчас, но не настолько, чтобы в непосредственной близости от ледника не могла обитать богатая фауна и произрастать не только хвойные, но и обедненные широколиственные леса” (стр.103).

В настоящее время обедненные широколиственные леса не продвигаются севернее Ленинградской области, и таким образом (в согласии с Ф.Н.Мильковым и Н.А.Гвоздецким) об особом похолодании “в ледниковую эпоху” говорить не приходится, хотя указанные ученые от оледенения, конечно, не отказываются.

Приведенные сведения в общем согласуются с палеоботаническими материалами времени последнего (висконсинского) оледенения в США. По

исследованиям Е.Грюгера (1973) в штате Иллинойс в висконсинскую эпоху, наряду с хвойными лесами, не далее, чем в 60 км от края ледникового покрова произрастали и термофильные листопадные породы деревьев - преимущественно дубравы.

А какова должна быть фактическая природная обстановка во время великих оледенений? Неужто 200 гипотез о причинах ледниковых периодов выдвигались и обосновывались только для того, что констатировать, что во время оледенения особых изменений климата, растительного и животного мира не было.

Основоположник ледниковой теории Луи Агассис в своем трактате "Исследования ледников" писал (приводится по Дж.Имбри и К.Имбри, 1988): "Появление чудовищных ледниковых покровов означало уничтожение всей органической жизни на земной поверхности. Территория Европы, которая перед тем была покрыта тропической растительностью ... внезапно исчезла под бескрайними массами льда, погребавшего все - равнины, озера, моря, возвышенности. Наступило безмолвие смерти. Источники иссякли, течение рек прекратилось и лучи солнца, встававшего над этими застывшими просторами слышали лишь завывание ветра да сухой треск, с которым поверхность ледяного океана вдруг рассекалась змеящимися трещинами".

Таким образом, перед нами две разные картины одного и того же явления - великого материкового оледенения. Профессор Ф.Н.Мильков, профессор Н.А.Гвоздецкий, доктор Е.Грюгер проанализировали большой объем биогеографических, в том числе палеоботанических данных и, опираясь на них, изобразили далеко не перигляциальные климаты. На их картине обычные таежные и даже южнотаежные пейзажи.

Л.Агассис, напротив, нарисовал картину, которая должна быть при великом оледенении. И он по-своему прав. Разве не таков климат в Антарктиде? Если же природные условия во время "оледенения" в Европе и США в действительности оказались близкими к современным, то зачем отстаивать учение о ледниковых периодах, зачем защищать сотни диссертаций, в основе которых лежит ледниковая теория?

"Ледниковые покровы весьма
устойчивы и не угрожают
случайными ледниковыми эпохами
и всемирными потопами".

Проф. П.А.Шумский (1978)

5.2. О тепловой устойчивости и темпах деградации ледниковых покровов

Известно, что Антарктический ледниковый покров начал формироваться еще в олигоцене более 30 млн лет назад, а ледниковый щит, близкий к современному, образовался на рубеже среднего и позднего миоцена - 11-14 млн лет назад (Гляциологический словарь, 1984; Эндрюс, 1982; Основные проблемы палеогеографии Арктики, 1983).

Ледниковый покров Гренландии образовался в среднем миоцене, а 3.5 млн лет назад достиг размеров, близким к современным (Дж.Эндрюс, 1982). И.А.Зотиков (1982) также особо подчеркивает стационарность ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии “размеры которых почти не менялись за последние несколько миллионов лет”.

А какова была продолжительность последней ледниковой эпохи (валдайской, осташковской, висконсинской) в Европе и Северной Америке? Согласно существующим схемам общая продолжительность этой ледниковой эпохи в Европе не более 14-16 тыс.лет. Так, по геохронологической шкале, разработанной большой группой ленинградских ученых (М.Е.Вигдорчик, В.Г.Ауслендер, П.М.Долуханов, О.М.Знаменская и др., 1971) последнее валдайское оледенение началось 24 тыс.лет назад и закончилось 10 тыс.лет назад.

Е.П.Заррина (1971) устанавливает следующий период этого оледенения: начало около 23 тыс.лет, окончание - около 11 тыс.лет назад. Еще более краткую продолжительность осташковской ледниковой эпохи определяют Б.М.Келлер и Ю.А.Лаврушин (1970) - начало оледенения - 20 тыс.лет назад, полная деградация ледника - 10.5 тыс.лет назад.

В монографической сводке, посвященной хронологии последней ледниковой эпохи, а также в работе 1982 г. Н.С.Чеботарева и И.А.Макарычева (1974, 1982) определяют начало валдайского оледенения около 24 тыс.лет назад, максимальную фазу 18-17 тыс.лет назад, а период деградации ледниковых масс 16-9.4 тыс.лет назад.

Последняя ледниковая эпоха в Северной Америке - висконсинская, также укладывается в этот временной интервал. Оледенение началось 25 тыс.лет назад, достигло максимума 18 тыс.лет назад и закончилось около 7 тыс.лет назад (Флинт, 1963; Дайсон, 1966; Эндрюс, 1982).

Итак, за время, отпущенное палеогеографами и составляющее 10-15 тыс.лет для Европы и около 18 тыс.лет для Северной Америки огромные массы льда толщиной 3-3.5 км надвинулись на равнины этих континентов, сформировали толщи ледниковых отложений, разнообразные формы рельефа и исчезли.

На фоне этих удивительных превращений неправдоподобно выглядит консервативность Антарктического и Гренландского ледниковых щитов, существующих беспрерывно многие миллионы лет. Более того, как указывалось, согласно исследованиям И.А.Зотикова (1982), размеры этих покровов “почти не менялись последние несколько миллионов лет”. Эта парадоксальность становится еще более рельефнее при сравнении Гренландского ледникового покрова с огромным - Лаврентийским ледниковым щитом, покрывавшим в последнюю ледниковую эпоху Канаду и часть США.

Будучи по объему льда в 11.5 раза меньше Лаврентийского покрова (3.0 млн км^3 против 34.8 млн км^3), Гренландский покров “почти не менялся последние несколько миллионов лет”, тогда как Лаврентийский покров за период с 26 до 18 тыс.лет покрыл 3-3.5 км толщей льда территорию более 11.6 млн км^2, и растаял. За четвертичный период

предусматривается несколько таких оледенений и несколько эпох таяния и исчезнования ледниковых щитов. Ранее на отмеченные палеогеографические противоречия неоднократно указывал И.Д.Данилов. Вообще, хронология ледниковых событий верхнего плейстоцена таит в себе много неизвестного и прежде всего саму возможность существования ледниковых покровов на равнинах умеренных широт. Резко противоречат покровному оледенению и датировки по C^{14} органических остатков из верхнеплейстоценовых отложений Фенноскандии, Канадского щита, Русской равнины, других районов (эти материалы кратко рассмотрены в разделе 5.1). Декларативными являются и предложенные темпы развития ледниковых покровов.

Предусмотренные хронологические рамки продвижения ледниковых масс до очерченных границ требуют скоростей движения льда в 100-200 раз больших, чем это установлено для ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии. Напомним, что в Антарктиде в районе ст.Восток расстояние
150 км лед проходит за 150-200 тыс.лет, а в центрально-ледниковой зоне Антарктиды расстояние 50 км за 1 млн лет (Зотиков, 1982).

Принятые скорости деградации осташковского (висконсинского) оледенения, ограниченные все более сужающимся временным диапазоном, также не находят даже отдаленных аналогов в природном гляциологическом процессе.

В связи с этим правомерен вопрос: какова научно обоснованная продолжительность распада и исчезновения ледниковых покровов типа Лаврентийского, а также Гренландского и Антарктического. Такие расчеты на основе математического моделирования выполнили М.С.Красс (1983), П.А.Шумской и М.С.Красс (1983). Их метод основан на эволюционной модели разогрева ледниковых покровов в условиях общих климатических потеплений.

Принимая приращение положительных температур равным 5% и прогнозируя это потепление на десятки тысяч лет вперед, они получили следующие результаты.

Гренландский ледниковый покров остается термически устойчивым: 5% увеличение температур не приводит к разогреву, хотя температура льда на дне становится близкой к точке плавления. При допускаемом 5% климатическом отеплении Антарктического ледникового щита, происходит отепление его нижних горизонтов льда до температур, близких к плавлению. За период времени от 15 до 40 тыс.лет в разных частях ледникового покрова образуется слой тающего льда толщиной от 100 до 240 м. При этом, для того, чтобы этот слой нагретого льда растаял на 25%, дополнительно потребуется не менее 60 тыс.лет (Шумский и Красс, 1983; Красс, 1983). Что касается Лаврентийского ледникового щита, то 5% приращение температур сверху не приводит к его необходимому отеплению, он остается термически устойчивым.

Для того, чтобы добиться термической неустойчивости Лаврентийского ледника П.А.Шумский и М.С.Красс при том же 5% приращении температур рассчитали другую математическую модель, в которой было увеличено в 2 раза напряжение сдвига на ледниковом ложе и, соответственно, в 16 раз увеличен параметр тепловыделения (известный также, как параметр устойчивости). Это дало возможность перевести данный ледниковый покров из разряда термически устойчивого в разряд неустойчивого[1]. Этим достигается, что за 60 тыс.лет в донной части покрова образуется слой льда толщиной 200 м, разогретого до температуры таяния. В последующем за дополнительные 60 тыс.лет этот слой растает на 25%.

Как подчеркивают П.А.Шумский и М.С.Красс, это не означает механическую неустойчивость ледникового покрова, и он может существовать в режиме донного

[1] Для сравнения: параметр тепловыделения (устойчивости) Антарктического покрова - 0.270, Гренландского - 0.06, Лаврентийского, первоначальная модель - 0.368, дополнительная модель - 5.88 (Шумский и Красс, 1983, табл.5).

таяния неопределенно долго, хотя тенденция к деградации льдов к их механической неустойчивости сохраняется[1].

Итак, можно констатировать, что эволюционные математические модели, основанные на 5% приращении положительных температур приводят к разогреву Антарктического ледникового щита, к образованию в его придонной части слоя льда мощностью 100-240 м с температурой плавления.

Но при таких условиях не происходит разогрева Гренландского и Лаврентийского покровов, они остаются термически устойчивыми. Лишь при увеличении напряжений сдвига, сильном изменении параметра устойчивости и подбора необходимого для решения задачи параметра адвекции, в новой модели Лаврентийского ледникового покрова наступает отепление снизу и образование за 60 тыс.лет 200-метрового слоя тающего льда. В последующем (в дополнительные
60 тыс.лет) происходит растаивание этого слоя на 25%.

Почему эволюционное (климатического типа) отепление ледниковых щитов с поверхности в итоге приводит к отеплению нижних горизонтов льда, вплоть до образования слоя тающего льда, а не ведет к процессу таяния с поверхности? Это объясняется следующими причинами:

1) температуры льда близ ложа ледниковых щитов выше, чем на их поверхности, что связано с геотермическим потоком тепла, наиболее эффективно сказывающемся в больших по мощности ледниковых щитах;

2) при разогреве ледниковых щитов сверху на начальном этапе идет повышение температуры верхних слоев льда, но затем, по мере проникновения температурного возмущения (за счет адвекции) вглубь, происходит нарастающий во времени разогрев придонных слоев льда, где и сосредотачиваются процессы таяния ледника, ведущие к его тепловой неустойчивости (Шумский и Красс, 1983). Такой механизм отепления ледников принимается и в моделях других исследователей (У.Патерсона, Ю.Нитсана, Дж.Кларка).

Но скорости моделируемых и математически рассчитанных явлений явно противоречит принятым палеогеографическим схемам дегляциации гипотетического осташкового (висконсинского) оледенения. Только для того, что нагреть определенный слой льда материкового ледника до точки плавления и на четверть растопить его, требуется 100-120 тыс.лет. Для дальнейшего полного таяния ледниковых масс при то же 5% приращениях температуры необходимо еще несколько сотен тысяч лет.

Моделирование теплового режима Лаврентийского и Гренландского ледниковых щитов также показывает, что они остаются устойчивыми и при 5% приращении положительных температур. Чтобы вызвать отепление Лаврентийского ледника с формированием в нем слоя таяния льда, пришлось вводить в модель более высокие значения напряжений сдвига и весьма сильно изменять параметр теплоустойчивости.

Но может быть было бы проще увеличить цифру прироста положительных температур, увеличить масштаб климатического потепления? Такой вариант тоже был математически рассчитан П.А.Шумским и М.С.Крассом и показал, что более сильное общеклиматическое потепление (посредством принятия в модели безразмерного увеличения положительных температур и, соответственно, увеличение интенсивности адвекции - в модели в 100 раз) действительно сокращает время разогрева льда, но не столь значительно, как можно было ожидать, а всего на 25% (Шумский и Красс, 1983). Кроме того, оказалось, что безразмерное повышение температур заключает в себе

---

[1] В Антарктическом ледниковом щите, как известно, процесс донного таяния, обусловленного геотермическим потоком тепла и эффектом толщины льда, развит широко, особенно в центральноледниковой зоне, но это не приводит (и не приводило) к распаду ледника.

опасность получения абсурдных результатов, что и подтвердилось: в донной части Антарктического ледника расчетная температура оказалась равной +13°С. Безразмерное повышение температур для целей быстрого таяния Европейского и Лаврентийского ледниковых покровов, вызывает большой риск одновременной деградации Гренландского и Антарктического покровов. Последний, как показывают результаты математического моделирования П.А.Шумского и М.С.Красса, оказывается менее устойчивым к 5% приросту положительных температур, чем гипотетический Лаврентийский ледниковый щит.

В публикациях по последнему ледниковому периоду Европы наибольшей популярностью пользуется модель В.Г.Ходакова (1969, 1982), в которой реализуется идея вместить развитие и деградацию осташковского ледникового покрова в отведенный временнóй интервал - 30 тыс.лет. В результате, хотя леднику и "удалось достичь" верховьев Днепра, скорость его движения получилась в 100-
200 раз больше, чем это наблюдается в современных ледниковых покровах. Следует также заметить, что необходимая скорость движения ледника к отмеченным рубежам и, соответственно, скорость его отступания, должны быть удвоены и составить 200-400-кратное превышение против актуалистической модели. Дело в том, что В.Г.Ходаков (1969, 1982) в основу своих расчетов положил устаревшие цифры о продолжительности ледниковой эпохи - 30 тыс.лет (в интервале времени - 40-10 тыс.лет), тогда как продолжительность ее ныне определена всего 14-15 тыс.лет (интервал времени 24 тыс. - 10-9 тыс.лет), а согласно Б.М.Келлеру и Ю.А.Лаврушину (1970) еще меньше - в интервале от 20 до 10.5 тыс.лет, то есть общая продолжительность ледниковой эпохи не более 10 тыс.лет. Если это время распределить поровну между двумя ледниковыми фазами, то на наступание ледника и на его деградацию приходится по 5-8 тыс.лет.

Надо также учитывать, что в фазу отступления - за эти 5-8 тыс.лет ледник должен осуществить ряд повторных осцилляций, иначе будет нарушена стройность схем, разработанных палеогеографами. Очевидно, что при последующем сокращении продолжительности осташковской ледниковой эпохи (а имеющиеся датировки по C^{14} уже обязывают делать это) потребуется новое увеличение скорости движения ледника и резкое новое убыстрение темпов его деградации, осцилляторных подвижек.

Вопросы дегляциации последнего оледенения Северной Америки, Лаврентийского ледникового щита также находятся в центре внимания палеогеографов. Существенный интерес представляет карта изохрон последнего оледенения, составленная американскими и канадскими учеными. Поскольку хронологический интервал этого оледенения уже достаточно давно определен, темпы таяния и отступания ледникового покрова оказались настолько быстрыми, что это вызвало необходимость проведения расчетов затрат тепловой энергии, требуемой для этого. По расчетам, выполненным Дж.Эндрюсом (приводится по М.Г.Гросвальду, 1983) для убывания льдов Лаврентийского ледникового покрова требовалось ежегодно порядка 360 ккал/см^2 тепловой энергии. Нынче в эти же районы поступает всего около 30 ккал/см^2 тепловой солнечной энергии. Увеличение тепловой энергии во время таяния ледника в 12 раз, против современного поступления тепла, на порядок увеличивает и среднегодовые температуры воздуха на площади тающего ледникового покрова и доводит ее до сахарских или экваториальных температур. Но парадокс не только в этом. В Европе во время таяния последнего оледенения (валдайского, вюрмского) по данным ряда географов наступил период необычайного холода, образовалась мощная и обширная зона вечной мерзлоты (А.А.Величко, 1973, 1982). В отличие от Лаврентийского ледникового щита, на деградацию которого потребовалась неимоверная тепловая энергия, Европейский ледниковый покров деградировал и исчез без оной. Даже наоборот. В монографии "Природный процесс в плейстоцене" А.А.Величко (1973) пришел к выводу: "Всеобщее сокращение ледника было связано не с общим потеплением, а, наоборот, с общим и самым резким похолоданием и континентализацией климата в истории всего плейстоцена ... Последнее *покровное оледенение задохнулось именно от самых низких температур* и от недостатка влаги" (А.А.Величко, 1973, стр.118).

Если принять такой механизм дегляциации обширного вюрмского оледенения, то неясно какие “ледниковые климаты” вызвали рост и продвижение на тысячи километров столь неморозоустойчивого ледникового покрова. Не исключено, что для палеогеографов было лучше, если бы оледенение “задохнулось” на стадии его зарождения.

Заключая этот раздел, следует еще раз подчеркнуть значимость выводов выдающегося отечественного гляциолога Петра Александровича Шумского (1915-1988) об устойчивости ледниковых систем. По П.А.Шумскому (1978) ледниковые щиты, достигнув в своем развитии равновесия, поддерживают стационарность, реагируя на изменение природных условий посредством релаксационных автоколебаний. “Ледниковым куполам не нужно внезапно разрастаться на тысячи километров до материковых размеров и исчезать: чтобы приспособиться к малым колебаниями условий достаточно немного изменить форму поверхности. Ледники и ледниковые покровы весьма устойчивы и не угрожают случайными ледниковыми эпохами и всемирными потопами” (Шумский, 1978, стр.108-109).

В последующих работах П.А.Шумский неоднократно указывал на ошибочность распространенных представлений о мнимой имманентной неустойчивости ледников, на ошибочность идей о быстром разрастании ледниковых покровов (Шумский и Красс, 1983). Этим и следует руководствоваться, прежде чем принимать на веру учение о ледниковом периоде.

5.3. Гипотезы о причинах ледниковых периодов

Уже указывалось, что имеется более 200 серьезных гипотез о причинах ледниковых периодов и наблюдается устойчивая тенденция к дальнейшему росту их численности. Ситуация напоминает положение на рубеже XIX и XX веков, когда по выражению известного немецкого геолога М.Шварцбаха (1955) “одна за другой, как грибы, появлялись гипотезы о причинах ледникового периода”.

Однако, несмотря на изобилие гипотез, ни одна из них до сих пор не может найти эту причину.

Нет смысла, да и невозможно, рассматривать 200 гипотез, вошедших в анналы ледниковой теории. Одна часть гипотез уносит читателей в неведомые космические и галактические дали, другие отличаются друг от друга некоторыми деталями аппликационного характера, третья группа гипотез - нынче наиболее модная, широко использует компьютерную обработку “ледниковых” данных и “ледниковых” программ и в итоге подтверждает правильность ледниковой теории. И, наконец, еще одна большая группа гипотез основана на предпосылках близких к принципу алогизма, подмеченного Дж.Оруэллом (1984).

Согласно сводке М.Шварцбаха (1955) различные ученые доказывают, что ледниковые периоды возникали по следующим причинам:

1. Вследствие суровых зим (Кроль, Пильгрим).
2. Вследствие мягких зим (Кеппен).
3. По причине ослабления интенсивности солнечной радиации (Дюбуа).
4. В связи с усилением интенсивности солнечной радиации (Симпсон).
5. Вследствие ослабления влияния теплого течения Гольфстрим (Вундт).
6. В связи с усилением влияния теплого течения Гольфстрим (Берман).
7. Вследствие усиления вулканической деятельности (Хантингтон).
8. По причине ослабления вулканической деятельности (Фрех).

По такому же принципу построены и гипотезы о причинах прекращения ледниковых периодов. Одни ученые считают, что ледниковые покровы исчезли

вследствие потепления климата и повышения температур, а другие (А.А.Величко) - по причине похолодания климата и резкого понижения температур.

Видный английский геолог Дж.Чарлсуэрт, анализируя многочисленные гипотезы о причинах “оледенений” пришел к выводу, что “они варьируют от маловероятных до внутренне противоречивых и явно несовершенных” (приводится по Б.Джону, 1982). “Впоследствии положение еще более запуталось”, пишет Б.Джон. Это положение вместе с тем свидетельствует, что мнимые, несуществовавшие глобальные ледниковые периоды не поддаются доказательству, если при этом не игнорируются факты и закономерности развития природы.

Теория великих оледенений занимает почетное место среди предсказателей и популяризаторов науки. Появилось немало изданий (особенно на западе), в которых предсказывается скорое наступление нового ледникового периода. Н.Колдер в книге “Машина времени и ледяная угроза” предвещает приход ледникового периода в любой момент, так как по его мнению в последние десятилетия увеличились объемы снегопадов, верный признак начала оледенения. Дж.Гриббин в книге “Климатическая угроза” дает землянам определенную передышку. По его утверждению ледники покроют Европу и Северную Америку не раньше, чем через несколько столетий. Наш советский Семен Барраш отдаляет ледяную угрозу на несколько тысячелетий, но предупреждает, что, вычисленный им 400-тысячелетний ритм глобальных катаклизмов заканчивается.

Профессор У.Кэри в книге “В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной” (1991), изучив изотопные кривые Ч.Эмилиани, соглашается с его выводами о частых оледенениях в четвертичном периоде и приходит к неутешительному заключению: “оледенения (и межледниковья) были много короче по времени, чем это принято считать и гораздо более многочисленны - их было не 4, а 20!” “Ужаснее всего, - пишет далее У.Кэри, - что наше теплое межледниковье почти окончилось .., на Европу, Азию, Северную Америку надвигается следующая ледниковая эпоха” (стр.90).

20 оледенений и 20 межледниковий за четвертичный период, это, конечно, многовато, но безысходности не должно быть, так как, кроме учения о столь частых ледниковых циклах, имеется учение только об одном большом оледенении, но зато и большом межледниковье.

“В каменноугольном периоде
образовалось 27% мировых запасов
каменных углей”.

(“Историческая геология...”, 1985)

“Климат пермского периода
был вообще самым теплым
из ранее господствовавших
в палеозое”.

(Геологический словарь, 1973)

5.4. О пермско-каменноугольном оледенении

Главными доказательствами позднепалеозойского оледенения являются мощные толщи тиллитов, штриховка и полировка кристаллических пород, рельеф бараньих лбов, серповидные выемки и другие критерии, используемые и для доказательств четвертичных ледниковых покровов. Широкое привлечение этих признаков для доказательства пермско-карбонового оледенения позволило сделать вывод о необычайной грандиозности ледниковых событий. Принято считать, что ледяной панцирь толщиной до 5-6 км покрывал Южную и Центральную Африку, Индостан, Мадагаскар, Австралию, Антарктиду, Южную Америку, часть Аравийского полуострова. Обнаружены следы покровного оледенения в Северной Америке, других районах Земли (Джон, 1982; Гаврилов, 1986; Владимирская, Кагарманов, 1985; Кагарманов, 1987; Фурмарье, 1971).

Успешное установление следов этого оледенения, получившего название “великое”, расширение территорий, пребывавших под ледниковым щитом, одновременно вело к серьезным противоречиям, палеогеографическим неувязкам.

Е.С.Короткевич (1972) один из первых исследователей, кто указал на эти противоречия в картине великого оледенения. В книге “Полярные пустыни” он пишет: “Позднекарбоновое оледенение охватило настолько огромную площадь, что даже при любом “укладывании” материков (имеется ввиду теория тектоники плит (В.Ч.) на поверхности земного шара, оно распространяется от южного полюса до 30-40° широты, то есть, если учесть соответствующее распространение его в северном полушарии, оледенение охватывает почти весь земной шар” (стр.33).

Согласно Е.С.Короткевичу и теория перемещения полюсов “не объясняет одновременного распространения верхнекарбонового оледенения на всех материках, так как в этом случае “при любом положении полюсов оледенение должно было охватить

практически весь земной шар ... По-видимому его (оледенение (В.Ч.), нужно объяснять охлаждением всего земного шара" (Короткевич, 1972, стр.31,33).

С.А.Ушаков и Н.А.Ясаманов в книге "Дрейф континентов и климаты Земли" (1984) также пишут о сильном переохлаждении Земли в пермско-карбоновый ледниковый период. Они указывают, что "высокая степень альбедо привела к сильному выхолаживанию территории. В свою очередь огромные пространства, занятые льдами, существенно увеличили среднее альбедо Земли. В результате этого Земля лишилась значительного количества тепловой энергии, что, в свою очередь, привело к снижению средних температур в низких широтах" (стр.161). Конечно, рассуждения Е.С.Короткевича, С.А.Ушакова и Н.А.Ясаманова логически справедливы. Если было великое оледенение, то и похолодание климата планеты должно быть весьма существенным, глобальным.

Для периода грандиозного, "охватившего практически весь земной шар" пермско-карбонового оледенения имеется богатый палентологический материал, позволяющий реконструировать фактические ландшафты и климаты этой эпохи. Вот как описывает природную обстановку того времени В.П.Гаврилов (1986): "В каменноугольном периоде создались чрезвычайно благоприятные условия для развития наземной растительности. Теплый, влажный климат господствовал на значительных пространствах земного шара. Душная, тяжелая атмосфера царила в каменноугольных лесах. Формировались залежи каменных и бурых углей".

В среднем и позднем карбоне флора дифференцируется на вестфальскую (тропическую), тунгусскую и гондванскую умеренные флоры. Для последней (гондванской) характерны травянистые хвощевидные, кордаитовые и глоссортериевые растения.

Но может быть максимальные фазы пермско-карбонового оледенения приходятся на пермский период? Однако, все, что известно о климатах перми явно не подтверждает теорию "великого оледенения". В Геологическом словаре (1973) констатируется: "Климат пермского периода был вообще самым теплым из ранее господствующих в палеозое". В условиях жаркого и сухого климата в одних районах Земли в высыхающих морях и обширных лагунах отлагались толщи эвапоритов, гипсов, ангидритов, солей, а в других царил жаркий и влажный климат и шло наполнение залежей каменных углей.

В.П.Гаврилов (1986) также указывает, что в перми произошло резкое сокращение площади и глубины морских бассейнов, при увеличении площади суши, появились обширные жаркие пустыни, шло интенсивное накопление соленосных толщ.

Близкие характеристики климата карбона и перми приводятся Г.И.Немковым, М.В.Муратовым, И.А.Гречишниковой и др. в книге "Историческая геология" (1974). Авторы пишут, что наиболее примечательной чертой каменноугольного периода, в том числе позднего карбона "является пышное развитие древесной растительности, покрывавшей все континенты" (стр.161). Каменноугольный период являлся также временем расцвета органической жизни и на море - временем расцвета одиночных и колониальных четырехлучевых кораллов, головоногих моллюсков, фузулинид, а также иглокожих, особенно морских лилий и морских ежей. Морская фауна изобиловала рыбами, а на суше процветали земноводные и, появившиеся в среднем карбоне, пресмыкающиеся. Согласно "Исторической геологии", органический мир в начале пермского периода был во многом схож с органическим миром позднего карбона. В морях существовали те же группы беспозвоночных, а на суше продолжала произрастать пышная растительность. Во второй половине перми произошло сокращение морских бассейнов и началась аридизация климата и развитие жарких пустынных ландшафтов.

Подобные характеристики растительного и животного мира на суше и на море и, соответственно, климатических обстановок пермско-карбоновой "ледниковой" эпохи,

приведены в учебнике “Палеонтология” В.В.Друщица и О.П.Обручевой (1971), в десятках других изданий.

Итак, с одной стороны изображается мощное покровное оледенение, охватившее почти всю сушу южного полушария и перешагнувшее через экватор в северное полушарие Земли, а с другой - массовое накопление каменных углей в карбоновый период (27% от мировых запасов) и почти такое же массовое углеобразование в пермский период (около 20% от мировых запасов).

С одной стороны, снижение температур даже в тропических и экваториальных областях и дополнительное сильное охлаждение планеты от недоброго эффекта альбедо, а с другой - в это же время пышное развитие растительности, процветание морских теплолюбивых организмов, массовое строительство коралловых рифов в море и расцвет земноводных и пресмыкающихся на суше. Этих противоречий могло и не быть, если бы приматом в палеогеографии и климатологии были не гипотетические предположения об обширных оледенениях, а огромный фактический материал, накопленный палеоботаниками, палеонтологами, палеозоологами, геологами-угольщиками.

Некоторые исследователи, чтобы как-то примирить ледниковые построения и пышное развитие растительности, пишут, что в южном полушарии преобладала глоссортериевая гондванская флора, более присущая умеренному климату. При этом указывается на однородность и “поразительное сходство глоссортериевых флор Индии, Антарктиды, Австралии, Южной и Центральной Африки” (Вахромеев, 1981). Однако, как указывает В.А.Вахромеев “никакие перемещения полюсов не способны объяснить эти явления, так как при любом их положении одна часть глоссортериевой флоры неизбежно окажется в ледниковых районах, а другая в экваториальной зоне”.

Возникает и другая проблема. Констатируя, что площадь покровного оледенения в среднем и позднем карбоне “была чрезвычайно велика”, В.П.Гаврилов пишет, что это породило сомнение в возможности существования таких грандиозных ледниковых щитов, а некоторые ученые даже считают, что на Земле не хватило бы воды для формирования столь огромных ледяных масс (Гаврилов, 1986). Но дело не только в опасениях относительно достаточности водных ресурсов Земли. В перми, когда эти глобальные ледяные массы, не выдержав “жаркого и засушливого климата”, растаяли, следовало ожидать длительного и мощного плювиала и повышения уровня океана на сотни метров. Однако, вопреки гляциоэвстатической теории, произошло осушение морей, а вместо плювиала возникли обширнейшие пустыни.

Для объяснения причины возникновения огромных ледниковых покровов, распространявшихся даже в тропические и экваториальные зоны того времени, высказано немало гипотез. Наибольшая значимость придается орографической гипотезе акад. Н.М.Страхова (1960), согласно которой оледенения развивались в горных условиях. “Когда стало ясным, - пишет Н.М.Страхов, - что ледники Индостана и Австралии принадлежат тропической зоне верхнего карбона (и нижней перми)”, толкование их в качестве равнинного материкового оледенения стало невозможным. “Единственно возможной оказывается трактовка индостанско-австралийских ледников в качестве оледенений горного типа, возникших в результате образования весьма высоких поднятий в верхнекарбоновой экваториальной зоне” (Н.М.Страхов, 1960, стр.181).

Эта концепция вряд ли решает проблему по следующим причинам: а) в палеозое Индостан и Австралия развивались в платформенном режиме (Хаин, Сеславинский, 1991), что делает вопрос о возникновении высоких горных сооружений весьма проблематичным; б) гипотетические горные сооружения считаются снесенными денудацией в последующие периоды. Но такая трактовка не объясняет каким образом, на месте снесенных горных сооружений, на обнаженном докембрийском основании сохранились следы экзарационной деятельности ледника - штриховка и полировка скальных пород, а также тиллиты, ведь при разрушении и сносе гор в первую очередь должны быть уничтожены геоморфологические и геологические следы оледенений.

Имеются и некоторые другие факты, способные вызвать весьма скептическое отношение к великому гондванскому оледенению. В первую очередь, это девонская кистеперая рыба целакант (латимерия), обитающая и поныне на шельфе у юго-восточных берегов Африки (впервые поймана у Ист-Лондона, затем у Коморских островов). Район обитания кистеперой рыбы находится как раз в области Натальского ледникового центра (Дю Тойт, 1957; П.Фурмарье, 1971).

Известны также три вида двоякодышащих рыб, сохранившихся с девона и ныне обитающих в пресных водах Африки, Австралии, Южной Америки (Друщиц, Обручева, 1971). Словно в насмешку над ледниковой теорией, девонские кистеперые и двоякодышащие рыбы сохранились только в ледниковых областях и нигде больше. А это значит, что среда обитания в этих районах не претерпела резких изменений с девона до наших дней, и "живые ископаемые" благополучно пережили ледниковый период на месте.

Не много ли неувязок и противоречий для общепризнанной теории великого оледенения? Несомненно, что палеонтологические, биогеографические данные резко восстают против этой теории, но главенствующими, направляющими и руководящими факторами оледенений оказались не они, а геолого-геоморфолоческие данные. Все дело в генезисе тиллитов, происхождении рельефа бараньих лбов, курчавых скал, штриховки и полировки кристаллических пород, серповидных знаков - признаков, используемых для доказательств огромного пермско-карбонового оледенения. Признаки те же, что и для четвертичного оледенения. Поэтому можно отослать читателя к главе 2, где, на примере Балтийского щита, приведены доказательства разломно-тектонического происхождения всех этих "экзарационных" типов рельефа. Это снимает вопрос о "следах экзарационной деятельности ледника" в пермско-карбоновое время.

За последние годы многими исследователями получены основательные данные, показывающие, что тиллиты имеют тектоническое происхождение. Одна группа этих образований относится к олистостромовой формации, другая - к тектоническому меланжу (тектоническому месиву, тектоническим брекчиям) (Пейве и др., 1958; Лукьянов и др., 1975; Леонов, 1981; Буртман, 1973; Александров и др., 1980).

Ниже приводится характеристика этих отложений и механизм их формирования (в основном по работе А.В.Лукьянова, М.Г.Леонова, И.Г.Щербы "Олистростромовая формация и вопрос о псевдотиллитах" (1975). Олистрома представлена несортированными отложениями, состоящими из мелкоземистой массы, в которую включены окатанные, полуокатанные и угловатые обломки различных по составу и размеру пород. Края глыб, валунов, других обломков нередко сглажены, пришлифованы, на их поверхности можно наблюдать штрихи, борозды и зеркала скольжения. Мощность олистостромовых толщ иногда достигает сотен метров. Наряду с олистостромами, сформировавшимися за счет тектонического и оползневого разрушения осадочных пород (в первую очередь молассовых толщ) большое место занимают олистостромовые толщи, формировавшиеся посредством тектонических процессов. В разных регионах Земли установлена прямая связь - путем прослеживания по простиранию и разрезу олистолитов (называемых также тиллоидами) с тектоническими пластинами (Лошманов, 1991; Лукьянов и др., 1975; Леонов, 1981; Сатиан, 1984; Гасанов, 1985). Установлено, что олистостромы данного типа формируются как за счет разрушения фронтальных уступов тектонических покровов, так и за счет выдавливания из-под покровов сильно брекчированных пород, превращенных в меланж или тектоническое месиво (термин В.С.Буртмана, 1973).

Процессы тектонического дробления, выдавливания брекчий по разломам, тектоно-механическое перемешивание продуктов разрушения осадочных и кристаллических пород вело к формированию "тектонического месива", к формированию меланжа. Последний в крупных разломных зонах достигает многих десятков метров мощности и представляет собой несортированную хаотическую смесь

глыб, валунов, других обломков с мелкоземистым материалом. Важно отметить, что для крупнообломочного материала характерна его тектоно-динамическая обработка, глыбы, валуны, гальки, нередко сглажены, пришлифованы, имеют уплощенную, утюгообразную форму, покрыты штрихами и бороздами (в том числе разноориентированными). На плоскостях глыб, валунов наблюдаются зеркала скольжения (Лукьянов и др., 1975; Белоусов, 1971, 1985; Буртман, 1973; Александров и др., 1980; Леонов, 1981; Лошманов, 1991).

Нетрудно заметить, что рассматриваемые толщи меланжа, "тектонического месива" являются литологическими аналогами тиллитов[1]. Находит объяснение и такой аргумент сторонников ледникового генезиса тиллитов, как присутствие в них чуждых, эрратических глыб и валунов. Работами указанных и ряда других исследователей установлено, что тектонический транспорт крупнообломочного материала в меланжах и тектоническом месиве достигает десятков, а иногда и сотен километров (Лукьянов и др., 1975; Лошманов, 1991; Леонов, 1981; Буртман, 1975; Александров и др., 1980). Не случайно поэтому, что, как это ныне установлено, классические пермско-карбоновые тиллиты серии Двайка формировались в обособленных тектонических депрессиях и грабенообразных прогибах, где их мощность достигает 300 и даже 500 м (Ронов, Хаин, Сеславинский, 1984). При этом изборожденные, исштрихованные подстилающие породы являются тектоническими зеркалами скольжения. Приуроченность толщ пермско-карбоновых тиллитов к разломно-тектоническим зонам, активным в указанный период, неоднократно подчеркивается в книге "Зимы нашей планеты" (1982). Часть олистостромовых толщ накапливалась в море.

Таким образом, имеются весьма веские основания к пересмотру генезиса тиллитов, переводу их в разряд тектоно-механических образований (меланжей, олистостром, тектонического месива). Подмеченное многими учеными совпадение эпох "великих оледенений" с перестройкой тектонического плана Земли, с эпохами орогении, находит свое естественное объяснение, если учесть, что толщи тиллитов являются индикаторами глобальных тектонических процессов. Что касается позднепалеозойского ледникового периода, то признание тектонического генезиса тиллитов позволит освободиться от явных неувязок и противоречий, вызываемых необходимостью совмещать теорию суперпокровных оледенений с теплым и влажным климатом карбона и аридно-пустынным жарким климатом перми - природной обстановкой действительно существовавшей в то время на огромных пространствах суши.

Имеющиеся 200 гипотез о причинах оледенений посвящены в основном четвертичному ледниковому периоду, развивавшемуся в полярных и умеренных поясах Земли. Дело с пермско-карбоновым оледенением выглядит гораздо сложнее, так как оно перекрывало мощным ледяным панцирем не только материки южного полушария, но и захватывало тропическую и даже экваториальную зону того времени (Н.М.Страхов, 1960; Л.Б.Рухин, 1962; П.Фурмарье, 1971).

П.Фурмарье в книге "Проблемы дрейфа континентов" (1971), на основе анализа данных о пермско-карбоновом оледенении, пришел к следующему выводу: "Значительное пространственное распространение области оледенения, переходящей за экватор к северу, позволяет считать, что это было исключительным явлением в геологической эволюции земного шара ..." (1971, стр.150). "Все это вынуждает сделать вывод, - пишет далее П.Фурмарье, - что гондванское оледенение обусловлено каким-то исключительным фактором, совершенно иным, чем дрейф континентов или смещение оси полюсов" (стр.156).

---

[1] Тиллиты ("древние морены") - несортированные отложения, подвергшиеся уплотнению, иногда метаморфизму. Образованы мелкозернистой массой, в которую включены валуны и другой крупнообломочный материал разного размера и состава. Для тиллитов характерно отсутствие слоистости и наличие валунов со штриховкой (Геологический словарь, 1973).

Загадочность и необъяснимость явления открывает широкие возможности для выдвижения новых гипотез о причинах ледниковых периодов.

Идеи ледниковой теории “возникли
на заре зарождения геологии
в Европе и, к сожалению, продолжают
жить, хотя давным давно вошли
в противоречие с геологическими фактами
и законами физики”.

Акад. Н.А.Шило (1981)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Более 150 лет назад И.Венец, Ж.Шарпантье и Л.Агассис для объяснения происхождения эрратических валунов в Альпах и на равнинах Западной Европы выдвинули гипотезу о переносе валунов огромным ледниковым покровом. В то же время К.Шимпер и Л.Агассис ввели в науку понятие “великий ледниковый период” и полагали, что ледяной панцирь в эту эпоху покрывал почти весь Земной шар и уничтожил всю органическую жизнь на нем.

Дальнейшее развитие ледниковой гипотезы связано с именами шведского натуралиста О.Торреля, русского географа П.А.Кропоткина, английского геолога Д.Гейки. Эти ученые ограничили экспансию ледниковых покровов привычными нам границами, разработали основные геолого-геоморфологические признаки оледенений. Большая часть этих признаков и ныне лежит в основе учения о ледниковом периоде.

За последующий более чем столетний отрезок времени геологами, географами, геоморфологами, другими учеными было собрано огромное количество фактического материала по ледниковому периоду, предложены многочисленные стратиграфические схемы четвертичных отложений, выдвинуто более 200 гипотез о причинах ледникового периода. Но, как ни странно, к геолого-геоморфологическим критериям, описанным классиками ледниковой гипотезы, таким как бараньи лбы, курчавые скалы, полировка и штриховка кристаллических пород и валунов, фиорды, шхеры, озы, друмлины, моренные гряды, эрратические валуны, валунные суглинки (“морена”) были добавлены лишь некоторые второстепенные признаки.

Учитывая, что эти критерии являются фундаментом ледниковой теории в книге им уделено основное внимание. В результате многолетних исследований автора в Карело-Кольском регионе, а также сравнительных наблюдений в Центральном Казахстане, на Кавказе, Крыму установлено, что группы экзарационного рельефа - фиорды, шхеры, озерные котловины, рельеф бараньих лбов и курчавых скал имеет разломно-тектоническое происхождение. Фиорды, шхеры, озерные котловины образовались в результате неотектонических движений по разломам сдвигового, взбросо-надвигового и раздвигового типов.

Рельеф бараньих лбов и курчавых скал сформировался в результате приповерхностных дислокаций сколового типа (преимущественно взбросов и надвигов, а также сбросов. Наиболее яркий “ледниковый” признак - полированные и штрихованные скальные поверхности являются тектоническими зеркалами скольжения.

На хорошо обнаженных участках - в бортах фиордов, в полосе шхерного рельефа, полей бараньих лбов, прослеживается погружение (продолжение) этих полированных и штрихованных плоскостей под перекрывающие блоки пород. В работе приводится многочисленный фотодокументальный материал, подтверждающий сказанное.

Исследования многих геологов и геоморфологов показали, что осадочный чехол северной половины Восточно-Европейской платформы сильно дислоцирован. В разрезе чехла и его поверхностной части наблюдается большое число разрывных нарушений, зон смятий,

отторженцев, проявлений глиняного и соляного диапиризма, а также чешуйчато-надвиговых сооружений, выраженных в рельефе. Хотя большинство ученых рассматривали эти нарушения в качестве гляциодислокаций, ледниковых отторженцев, краевых ледниковых гряд, тем не менее ими и другими исследователями был собран огромный фактический материал, показавший тесную связь указанных образований с неотектоническими и активизированными разломами в подстилающем кристаллическом фундаменте (работы В.И.Бабака, В.И.Башилова, Н.И.Николаева, Э.А.Левкова, Л.А.Ничипоренко, И.Л.Зайонца, И.Л.Кузина, Р.Б.Крапивнера, В.А.Голубева и ряда других геологов).

Установление парагенетической связи краевых образований и многочисленных дислокаций в осадочном чехле (в том числе и так называемых "бескорневых") с активизированными разломами фундамента было важным не только для объяснения разломно-тектонической природы дислокаций, отторженцев, чешуйчато-надвиговых грядовых ("краевых") комплексов, переуглубленных ложбин, но и для понимания механизма внутричехольных надразломных дислокационных процессов, до этого изучаемых преимущественно на лабораторных моделях.

На примерах строения разломных зон Балтийского щита и Русской платформы установлено, что дислокационный процесс и наибольшие тектонические напряжения сосредоточены в приразломно-шовной зоне разломов и не обязательно сопровождается смещением крыльев разломов. Для разрывных структур сжатия и сдвига более характерна разрядка тектонических напряжений посредством приразломно-шовного смещения блоков, клиньев и чешуй, тектонической брекчии.

Сосредоточение наибольших тектонических напряжений в приразломно-шовных зонах взбросо-надвигов и сдвигов ведет не только к дроблению и тектонической обработке пород, но и их перемещению в соответствии с вектором тектонических напряжений и кинематическими типами разломов.

В шовных зонах взбросо-сдвигов и взбросов (надвигов) процессы вдольразломного движения материала вызывают поступательное субгоризонтальное и субвертикальное перемещение приразломно-шовных блоков, клиньев пластин, тектонической брекчии вплоть до выведения раздробленных пород фундамента на дневную поверхность. В зависимости от масштабности (ранга, глубинности) разломов, вертикальные перемещения приразломных блоков и брекчий могут достигать сотен метров. Это один из важных способов поступления крупнообломочного материала фундамента, а также пород чехла, в четвертичные отложения. Именно поэтому, как установили И.И.Краснов, Д.Б.Малаховский и др. (1986), валунные отложения Русской платформы "содержат в своем составе включения буквально всех горизонтов нижележащих дочетвертичных пород". В том числе и пород фундамента.

Тождественность валунов кристаллических пород глубинного происхождения породам Балтийского щита объясняется не ледниковым их переносом, а тем, что погребенный фундамент Русской платформы сложен тем же комплексом пород, что и выступ этой платформы - Балтийский щит.

Для понимания генезиса "основной морены" Балтийского щита и Русской платформы весьма плодотворным оказалось изучение особенностей ее структурно-текстурного строения. Для "основной морены" характерны внутрипластовые и приподошвенные надвиги, зеркала скольжения, зоны смятия, структуры захвата и будинажа. Ей присуща общая перемятость, чешуйчато-надвиговое строение, а согласно лабораторным исследования "морена" представляет неравномернозернистую брекчию. Не случайно некоторые исследователи предлагают рассматривать "основную морену" Русской платформы в качестве тектонита, к ней применяются термины "катакластический диамиктон", "ортоморена".

Присутствие в "морене" комплекса тектоно-динамических текстур и структур - прямое следствие ее тектоно-механического происхождения. На Балтийском щите механизм формирования валунно-глыбовых отложений ("донной морены") в своей

основе представляет многоцикличный процесс, заключающийся в разломно-тектоническом взламывании верхней части кристаллического фундамента, распаде из глыбы и валуны дислоцированных пластин и блоков пород, перемешивании грубообломочного материала с песчано-глинистыми образованиями кор выветривания.

В зависимости от степени тектонической активизации зоны разломов или отдельных геоблоков, процессы тектонического скалывания и смещения, перемешивания валунно-глыбового материала разрушенных тектонических пластин и рыхлых образований происходили одно- или многоактно. Соответственно этому тектоно-динамические структуры и текстуры в "морене" могут иметь различное выражение, но они так или иначе присущи "донным моренам" Балтийского щита и Русской платформы.

На тектонический генезис "морены" указывает и скульптура валунов: пришлифованность граней, штриховка на них, уплощенная и утюгообразная форма некоторых валунов. Это следствие их тектонической обработки. Особенно характерны такие валуны для тектонических брекчий, шовных зон разломов.

Наряду с "мореной" тектоно-механического происхождения ("диакластами"), в области морских четвертичных трансгрессий - на Европейском Севере, на севере Западной Сибири и на шельфе арктических морей широко развиты толщи ледово- и ледниково-морских валунных суглинков.

Резюмируя проблему генезиса образований ледниковой формации плейстоцена, следует особо остановиться на границах оледенений. Они не являются произвольными, а основаны на фактах распространения валунных отложений, и, что более важно, на фактах развития "краевых ледниковых" грядовых комплексов, нередко формирующих цепи водораздельных возвышенностей. Многочисленные данные (они приведены в главе 3) свидетельствуют о непосредственной связи "краевых образований" с разломами фундамента, а по более осторожной формулировке - о совпадении полос краевых образований с разломами в фундаменте. Эти данные указывают, что, "краевые образования" являются надразломными структурами. И не гипотетические ледники, а реальные разломно-тектонические процессы предопределили геоморфологическую выраженность "границы оледенения".

Полезно еще раз процитировать вывод В.И.Бабака, В.И.Башилова и Н.И.Николаева (1982), к которому они пришли на основании изучения неотектоники нечерноземной зоны России: "Подтверждается зависимость распределения конечных ледниковых образований от живущей блоковой структуры фундамента, ранее намеченная С.Бубновым, Г.Ф.Мирчинком и Н.И.Николаевым". Иначе говоря, границы "оледенений" - это крупные зоны тектонических нарушений, реперы тектонической активизации платформы (в данном случае Восточно-Европейской).

Границы "оледенений" и их стадий - это реально существующие широтные зоны дугообразных разломов преимущественно взбросового типа. В то же время развитие так называемых радиальных ледниковых лопастей контролируется зонами меридиональных (субмеридиональных) разломов сдвиговой природы.

Приводимые в работе доказательства "тектонического происхождения "ледниковых" форм рельефа - фиордов, шхер, бараньих лбов, озерных котловин, штриховки и полировки пород, озов, краевых образований, гляциодислокаций, отторженцев, "донной морены" позволяют говорить, что понятие "ледниковая формация плейстоцена" фактически отвечает понятию "разломно-тектоническая формация позднего кайнозоя".

Альпийская и постальпийская (новейшая) тектоническая активизация северных частей платформ - Восточно-Европейской, Северо-Американской, Сибирской - привела к формированию основных черт рельефа этих территорий, в том числе образований так называемой ледниковой формации. Причины позднекайнозойской тектонической активизации северных частей этих платформ обусловлены раскрытием и формированием Северного

Ледовитого океана, коренной перестройкой рельефа дна северной Атлантики ("Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики", 1983). На неактивизированных южных частях платформ процессы разломной тектоники проявились слабо, формы "ледникового" рельефа здесь нехарактерны для ландшафта. Тем не менее и во внеледниковой зоне отмечаются моренные суглинки и эрратические валуны (Центральный Казахстан, бассейн Хопра, Вятки), бескорневые приповерхностные дислокации (Поволжье) и даже бараньи лбы, курчавые скалы и шхеры (Прибалхашье).

Не случайно многими учеными отмечается совпадение древних ледниковых эпох (эпох формирования тиллитов) с циклами тектонической активизации Земли. Так, рифейская (вендская) ледниковая эпоха соответствует байкальскому тектоническому циклу, ордовикское оледенение - каледонскому орогенезу, пермско-карбоновое - герцинскому, а кайнозойская ледниковая эпоха - альпийскому и постальпийскому тектогенезу.

Эпохи формирования тиллитов и тиллей, других образований "ледниковой" формации - это периоды тектонической активизации платформ, циклы тектонического взламывания верхних частей земной коры, время массового переотложения и перемешивания толщ неконсолидированных отложений с крупнообломочным материалом разрушенных дислоцированных пород, эпохи формирования в зонах крупных разломов мощных тектонических брекчий, тектонического массива, для которых исштрихованные, утюгообразные и уплощенные валуны являются генетическим признаком.

Но проблемы ледниковых периодов лежит не только в плоскости происхождения рельефа и отложений. Она не решается даже в случае признания неледникового генезиса прежних ледниковых геолого-геоморфологических критериев, так как не снимает возможности покровного оледенения определенных частей материков в ту или иную геологическую эпоху, особенно, если эти части материков пребывали в околополюсных районах, подобно Антарктическому и Гренландскому ледниковым покровам.

Другое дело, какие следы оставили после себя эти оледенения. В отличие от горно-долинных ледников, образующих конечные и боковые морены (впрочем не столь долговечные в условиях горообразовательных и энергичных эрозионных и селевых процессов), покровные ледники, видимо, почти не оставили своих следов в геологической летописи, если не считать, что они консервировали, предохраняли земную поверхность от выветривания, а затем (в процессе таяния) размывали ее.

Следовательно, для доказательства былых покровных оледенений нужны другие методы - палеоклиматологические, палеогеографические (а в более узком плане - палеоботанические, палеозоологические). Этими методами можно определить не только существование холодного климата на тех или иных территориях (что, впрочем, еще не доказывает наличия покровного оледенения), но и выявить крупные перерывы в развитии биологической жизни на континентах, занятых ледниковыми щитами. Реальность существования таких "мертвых" пространств можно представить, исходя из факта беспрерывного (без межледниковий) в течение 35 млн лет существования Антарктического ледникового щита, под толщей льда которого жизнь, возможно, имеется только на бактериальном уровне.

Что касается древних ледниковых периодов - ордовикского, пермско-карбонового и кайнозойского, таких "мертвых" пространств обнаружено не было. Имеющийся палеобиогеографический материал резко противоречит концепции ледниковых покровов даже для предполагаемых центрально-ледниковых районов этих огромных оледенений.

В работе определенное место уделено разработке методики валунных поисков рудных месторождений. Рассмотрены закономерности формирования вееров разноса рудных и безрудных валунов, дальность их перемещения от коренного источника, установлено их вдольразломное перемещение.

Предложена принципиально новая методика валунных поисков рудных месторождений. В ее основе лежат доказательства, что значительная часть валунно-глыбовых отложений имеет разломно-тектонический генезис и сформировалась за счет распада приразломных блоков и пластин, а также включения в свой состав материала брекчий трения, выведенных на поверхность по разломам с глубины в десятки и сотни метров. Это открывает возможность поисков по рудным валунам не только руд поверхностного залегания, но и слепых рудных залежей.

По данной методике на Кольском п-ове открыто медно-никелевое месторождение Западный Карикъявр, выявлен новый апатитоносный массив щелочно-ультраосновных пород Кандагубский, установлено несколько проявлений медно-никелевых руд, выявлена и оконтурена ураноносная толща метасоматитов, в намечены перспективные участки на поиски платиноидов, хромитов, кимберлитовых тел, медно-колчеданного оруденения.

Обоснование новой методики и методы полевых валунных поисков изложены в монографии автора “Методология валунных поисков рудных месторождений” (М., Недра, 1992).

ЛИТЕРАТУРА

Ажгирей Г.Д. Структурная геология. - М., Изд-во МГУ, 1960. - 364 с.

Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Клименко И.В. Тектоника Оршанской впадины. - Минск, Наука и техника, 1985. - 112 с.

Александров А.А., Богданов И.А., Паланджан С.А., Чехович В.Д. О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского нагорья. - Геотектоника, № 3, 1980. - С.111-122.

Алехин С.В. Структура триасовых отложений южной части предновоземельского прогиба и ее связь с тектоникой фундамента. - Геологические и географические проблемы освоения природных ресурсов северных морей. - Мурманск, 1988. - С.19-26.

Ананьин И.В. К вопросу о проявлении некоторых землетрясений в восточной части Восточно-Европейской платформы. - Вопр. инж. сейсмол. № 29. - М., 1988. - С.119-124.

Андреев Ю.Ф. О связи линейно-грядового рельефа с тектоническими структурами на севере Западной Сибири. - Геология и геохимия, сб.3, Л., Гостоптехиздат, 1960. - С.76-94.

Апухтин Н.И. Стратиграфия четвертичных отложений Кольского п-ова и Карелии по новейшим исследованиям. - Материалы по геологии и полезным ископаемым СЗ СССР. - Л., Госгеолиздат, 1957. - С.68-82.

Апухтин Н.И. Объяснительная записка к карте четвертичных отложений и геоморфологической карте Кольского полуострова и Северной Карелии масштаба 1:1000000. - М., 1962. - 116 с.

Астапова С.Д. Особенности вещественного состава морен Белоруссии // Вещественный состав основных морен. - М., 1978. - С.109-117.

Ассиновская Б.А. Механизм очагов землетрясений северной части Балтийского щита. - Физика Земли, № 1, 1986. - С.102-105.

Астахов В.И. Структурные особенности северного плейстоцена в связи с проблемой стратиграфии. - Бюлл. ком. по изуч. четв. периода, № 53, 1984. - С.3-11.

Астахов В.И. Принципы расчленения северного плейстоцена при геологическом картировании // Кайнозойские отложения Европейского Северо-Востока СССР и геология россыпей. - Сыктывкар, 1987. - С.3-4.

Атлас Арктики. - М., ГУГК, 1985.

Арсланов Х.А., Макеев В.М. и др. Геохронология и некоторые вопросы палеогеографии второй половины позднего плейстоцена Северной Земли // Геохронология четвертичного периода. - М., Наука, 1980.

Афанасьев А.П. Фанерозойские коры выветривания Балтийского щита. - Л., Наука, 1977. - 244 с.

Бадд У.Ф. Динамика масс льда. - Л., Гидрометеоиздат, 1975. - 236 с.

Бабак В.И., Башилов В.И., Николаев Н.И. Неотектоника как основа геоморфологического районирования территории Нечерноземья // Природные условия Нечерноземной зоны РСФСР, № 1. - М., 1982. - С.17-42.

Баканова И.П., Малаховский Д.Б. О происхождении современного рельефа // Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада Европейской части СССР. - Л., 1969. - С.70-75.

Бакушкин Е.М. Формационное деление никеленосных базит-гипербазитов северного обрамления Печенги. - Магматические формации и рудоносность базит-гипербазитов Кольского полуострова. - Апатиты, 1980. - С.51-65.

Белоусов В.В. Общая геотектоника. - М.-Л., Госгеолиздат, 1948. - 599 с.

Белоусов В.В. Основы структурной геологии. - М., Недра, 1985. - 207 с.

Белостоцкий И.И. Некоторые вопросы кинематики и динамики шарьяжей // Разломы земной коры. - Наука, М., 1972. - С.85-104.

Бискэ Г.С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. - Петрозаводск, 1959. - 307 с.

Бискэ Г.С. и др. Строение и история котловины Онежского озера. - Петрозаводск, 1971.

Богданов В.И. Региональные гравиметрические аномалии и некоторые закономерности глыбового строения Фенноскандии // Исследование строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне. - М., Наука, 1972. - С.80-92.

Богородский В.В., Гаврило В.П. Лед. Физические свойства. Современные методы гляциологии. - Л., Гидрометеоиздат, 1980. - 384 с.

Бондаренко П.М. Проблемы и перспективы моделирования конседиментационных структур // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. - М., Наука, 1985. - С.50-62.

Бондаренко П.М., Лучицкий И.В. Сдвиги и зоны скалывания в тектонических полях напряжений // Экспериментальная тектоника в прикладной геологии. - М., Наука, 1985. - С.159-182.

Бронгулеев В.В. Мелкая складчатость платформы. - М., 1961. - 152 с.

Булах А.Г., Иваников В.В. Проблемы минералогии и петрологии карбонатитов. - Л., изд. ЛГУ, 1984. - 244 с.

Буртман В.С. Геология и механика шарьяжей. - М., Недра, 1973. - 104 с.

Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения // Разломы и горизонтальные движения земной коры. - М., Изд-во АН СССР, 1963. - С.5-33.

Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. - М., Недра, 1978. - 152 с.

Васильев В.Н. Реликты и эндемы Северо-Западной Европы. - Материалы по истории флоры и растительности СССР. Вып.4. - М., Изд-во АН СССР, 1963.

Васильев Ю.М. Формирование антропогеновых отложений ледниковой и внеледниковой зон. - М., Наука, 1969. - 183 с.

Вахромеев В.А. Дрейф материков в свете палеоботанических данных // Проблемы теоретической и региональной тектоники. - М., Наука, 1971. - С.254-262.

Взаимосвязь геолого-тектонического строения, свойств, структурных особенностей и проявлений избыточной напряженности. - Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1985.

Вонсавичюс В.П. Закономерности аккумуляции четвертичных отложений на территории Южной Прибалтики // Исследования развития Скандинавского ледникового покрова на территории СССР. - Апатиты, 1981. - С.44-50.

Воронов П.С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. - Л., Наука. - 123 с.

Воронов П.С., Гросвальд М.Г. Рец. на книгу С.А.Евтеева “Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды”. - Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1966, № 1. - С.125-129.

Вульф Е.В. Историческая география растений. - Изд. АН СССР, Л., 1944. - 545 с.

Гаврилов В.П. Путешествие в прошлое Земли. - М., Недра, 1986. - 138 с.

Геологический словарь, т.1,2. - М., Недра, 1973.

Гайгалас А.И., Маудина М.И. Влияние неотектоники на формирование состава ледниковых отложений и краевых образований Прибалтики и Подмосковья // Краевые образования материковых оледенений. - Минск, 1990. - С.32-33.

Гайгалас А.И. Особенности крупнообломочного материала основных морен седиментационных циклов плейстоцена Литвы // Вещественный состав основных морен. - М., 1978. - С.70-83.

Гасанов Т.А. Офиолиты Малого Кавказа. - М., Недра, 1985. - 240 с.

Генералов П.П. О позднекайнозойских проявлениях складчатости нагнетания и сдвиговых дислокациях в Западной Сибири // Региональная неотектоника Сибири. - Новосибирск, Наука, 1983. - С.15-25.

Генералов П.П. Параллельно-грядовый рельеф Западной Сибири и основные аспекты его геологического анализа // Геология позднего кайнозоя Обского Севера. Тр. ЗапСибНИГНИ, вып.167. - Тюмень, 1981.

Генералов П.П. Дислокации в приповерхностной части чехла Западно-Сибирской плиты как отражение новейших горизонтальных смещений в фундаменте // Геология антропогена севера Западной Сибири. Тр. ЗапСибНИГНИ, вып.172. - Тюмень, 1982.

Генералов П.П. Основные черты неотектоники Западно-Сибирской плиты // Региональная неотектоника Сибири. - Новосибирск, 1983.

Генералов П.П. Тектонические аспекты минерагении кайнозоя Западной Сибири // Геология нерудного сырья Западной Сибири. Тр. ЗапСибНИГНИ. - Тюмень, 1987.

Генералов П.П. Вторичная тектоника приповерхностной части платформенного чехла Западной Сибири // Опалиты Западной Сибири. Тр. ЗапСибНИГНИ, Тюмень, 1987.

Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов Европейской части СССР. - Л., Недра, 1982.

Геология СССР. Т.XX. Центральный Казахстан, геологическое описание. Кн.1, М., Недра, 1961.

Геологическая история территории СССР и тектоника плит (под ред. Л.П.Зоненшайна и Е.И.Приставкина). - М., Наука, 1989. - 206 с.

Геоморфология Карелии и Кольского полустрова (ред. В.Г.Легкова, Б.Н.Можаев). - Л., Недра, 1977. - 181 с.

Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада Европейской части СССР (отв. ред. Д.Б.Малаховский и К.К.Марков). - Л., Наука, 1969. - 256 с.

Герасимов И.П., Марков К.К. Четвертичная геология. - М., Учпедгиз, 1939. - 363 с.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. - М., Наука, 1975. - 536 с.

Гилярова М.А. Основные черты тектоники Балтийского щита. - Изв. АН ССР. Сер. геол, 1987, № 9. - С.27-40.

Глазнев В.П., Раевский В.Б. Геодинамические аспекты плотностной модели земной коры северо-востока Балтийского щита // Геофизические и геодинамические исследования на северо-востоке Балтийского щита. - Апатиты, изд. КФАН ССР, 1982. - С.75-83.

Гласко М.П., Ранцман Е.Я. О морфоструктурных узлах - местах активизации современных рельефообразующих процессов. - Геоморфология, № 4, 1992.

Гласко М.П. Типы взаимосвязи современных тектонических движений с блоковой морфоструктурой центральной части Русской равнины // Соврем. движения земн. коры: морфоструктуры, разломы, сейсмичность. Матер. Всес. совещ. - М., 1987. - С.91-95.

Гляциологический словарь. - Л., Гидрометиздат, 1984. - 528 с.

Голубев В.А. Строение и генезис Каневских и Мошногорских дислокаций в свете новых данных. - Геологический журнал, № 4, т.30, Киев, 1970. - С.82-91.

Горелов С.К. Главнейшие генетические типы горных сооружений территории СССР и проблема их происхождения // Проблемы геоморфологии гор. - М., Наука, 1972. - С.5-34.

Горецкий Г.И. Карельское межледниковое море // Вопросы географии. - М., вып.12, 1949. - С.61-75.

Горецкий Г.И. К познанию природы Пучежско-Балахнинских дислокаций. - Бюлл. МОИП, XVII, 5. - 1962.

Горецкий Г.И. Основные проблемы палеопотамологии антропогена // Бюлл. комис. по изуч. четвертичного периода, № 42, 1974. - С.3-17.

Горюнова Н.Н., Лукашов А.Д., Экман И.П. Влияние морфоструктур на формирование ледниковых вееров рассеяния рудных валунов в Карелии // Геоморфология и геология четвертичного периода севера Европейской части СССР. - Петрозаводск, 1976. - С.12-22.

Горяинов П.М., Давиденко И.В. Тектоно-кесонный эффект в массивах горных пород и рудных месторождений - важное явление геодинамики // ДАН СССР, т.247, № 5, 1979. - С.1212-1215.

Гохберг М.Б., Гуфельд И.Л. Процессы подготовки, признаки и предвестники коровых землетрясений. - Физика Земли, № 2, 1983. - С.59-67.

Граве Л.М. О проявлении разрывных дислокаций в рельефе центральной части Мурманского блока (по материалам аэрофотосъемки) // Формирование рельефа и четвертичных отложений Кольского полуострова. - М.-Л., Наука, 1966. - С.90-100.

Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. - М., Недра, 1987. - 285 с.

Гросвальд М.Г. Оледенение континентальных шельфов. Серия Палеогеография, т.1. Итоги науки и техники. - М., 1983. - 165 с.

Гросвальд М.Г. Оледенение Антарктического типа в Северном полушарии (на пути к новой глобальной теории) // Мат. гляциол. исслед., вып.63, М., 1988. - С.3-25.

Гросвальд М.Г., Глебова Л.Н. Покровные оледенения Северной Евразии и их роль в истории океана. - МГИ, вып.71, М., 1991.

Грюгер Е. Растительность и климат центральной части Северной Америки в период последнего оледенения. - Палинология плейстоцена. - М., 1973.

Губин В.Н. О тектоно-динамических процессах в краевой зоне поозерского оледенения на территории БССР // Краевые образования материковых оледенений. - Минск, 1990. - С.42-43.

Гусаков Б.Л., Петрова Н.А. Перед лицом великих озер. - Л., Гидрометеоиздат, 1987. - 125 с.

Гурьянова Е.Ф. Белое море и его фауна. - Петрозаводск, 1948. - 112 с.

Гурьянова Е.Ф. Бентос // Атлас Арктики. - М., ГУГК, 1985.

Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. - М., Наука, 1979. - С.7-25.

Данилов И.Д. Полярный литогенез. - М., Наука, 1978. - 238 с.

Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. - М., Изд-во МГУ, 1978. - 198 с.

Данилов И.Д. Подземные льды. - М., Недра, 1990. - 140 с.

Даниелян Ш.А. Об эрозионной транспортирующей и рельефообразующей роли ледников. - Изв. ВГО, т.103, вып.6, 1971. - С.502-509.

Дедеев В.А. (ред.). Тектоника севера Русской плиты. - Л., Недра, 1969. - 166 с.

Деревянкин Ю.А. Типохимические особенности и пробность золота из антропогеновых отложений Беларуси. - Литосфера, № 1, 1994.

Дедков А.П., Бутаков Г.П., Новикова Н.И. О границах оледенения на востоке Русской равнины. - Изв. АН СССР, сер. геогр. № 5, 1984. - С.92-98.

Джон Б. Ледниковые периоды: поиск причин их установления // Зимы нашей планеты. - М., Мир, 1982. - С.38-74.

Докембрий Русской платформы и ее складчатого окружения. - Л., 1974. - 135 с.

Докембрий Скандинавии. - М., Мир, 1967. - 268 с.

Долицкий А.В. Образование и перестройка тектонических структур. - М., Недра, 1985. - 219 с.

Дорофеев Л.М. Некоторые вопросы методики изучения вещественного состава моренных отложений // Материалы по четвертичному периоду Украины. - Киев, Наукова Думка, 1965. - С.91-96.

Друщиц В.В., Обручева О.П. Палеонтология. - М., МГУ, 1971. - 413 с.

Дурнев Ю.Ф., Аграновский В.С. Условия залегания, строения и физико-механические свойства ледниковых отложений района г.Семилуки // Краевые образования ледниковых образований. - М., Наука, 1985. - С.126-127.

Евзеров В.Я. О происхождении антропогеновых отложений Балтийского щита. - Сов. геология, 1975, № 5. - С.112-114.

Евзеров В.Я. Состав морен скандинавских покровов (источники первичного материала и механизм образования) // Коры выветривания и гипергенные полезные ископаемые восточной части Балтийского щита. - Апатиты, 1983. - С.84-103.

Евтеев С.А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды. - М., Наука, 1964. - 120 с.

Емец В.С., Корчемагин В.А., Ребецкий Ю.А., Михайлова А.В. Анализ общих закономерностей и морфологических особенностей деформаций в областях сдвигания вдоль существующего разлома в фундаменте по результатам физического и математического моделирования // Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. - Киев, 1987. - С.79-80.

Ена В.Г., Лысенко Н.И., Кузнецов А.Г. Особенности развития ПТК Горного Крыма в плейстоцене и их влияние на природно-технические системы // Физическая география и геоморфология, вып.33, Киев, Вища школа, 1986. - С.98-103.

Ершов В.В., Новикова А.А., Попова Г.Б. Основы геологии. - М., Недра, 1986.

Ерошина Д.М. Разрывные нарушения в верхнефранкской соленосной формации Припятского прогиба // Тектоника и палеогеография Запада Восточно-Европейской платформы. - Минск, 1984. - С.127-131.

Ефремов Ю.К. Выступление // Труды. Комис. по изуч. четвертичного периода. - Т.12, 1955. - С.158-160.

Жеховски Я. Основные литотипы валунных глин на территории Центральной Польши // Вещественный состав основных морен. - М., 1978. - С.20-39.

Загороднов В.С., Зотиков И.А. Керновое бурение на Шпицбергене // Мат. гляц. исслед. - М., 1981, вып.40. - С.157-163.

Загороднов В.С., Самойлов О.Ю. и др. Глубинное строение ледникового платов Ломоносова на о.Западный Шпицберген // Мат. гляц. исслед. - М., 1984, вып.50. - С.119-126.

Загорская Н.Г. Некоторые особенности зырянского оледенения на Севере Сибири // Мат. Всес. совещ. по изуч. четв. периода. - М., Изд. АН СССР, 1961, т.1. - С.141-149.

Зайонц И.Л. Геологическое строение района Юганского отторженца // Геология, инженерная геология и гидрогеология. - Вып.8, Барнаул, 1972.

Зайонц И.Л., Демус С.И., Смирнов И.И. Геолого-геоморфологическое строение западной части Сибирских Увалов в связи с проблемой их происхождения // Минерагения кайнозоя Западной Сибири. Тр. ЗапСибНИГНИ, Тюмень, 1985.

Зайонц И.Л., Выдрин С.Я., Смирнов И.И. и др. Новейшая тектоника Сосвинско-Белогорского Приобья и ее роль в размещении месторождений полезных ископаемых // Опалиты Западной Сибири. Тр. ЗапСибНИГНИ, Тюмень, 1987. - С.84-95.

Заморій П.К. Четвертинні вікладі. - Київ, 1961. - 550 с.

Зимы нашей планеты. - М., Мир, 1982. - 333 с.

Зотиков И.А. Температурный режим ледникового покрова Антарктиды. - Л., Гидрометеоиздат, 1977. - 168 с.

Зотиков И.А. Моделирование процессов движения и теплообмена в ледниковом покрове // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (атлас-монография). - М., Наука, 1982. - С.63-67.

Зотиков И.А., Гау А.А., Джекбос С.С. Строение центральной части шельфового ледника Росса в Антарктиде // Материалы гляциолог. исследов. - М., 1985, вып.54. - С.39-44.

Иверонова М.И. Процессы формирования современных морен в Тянь-Шане / Тр. Ин-та географии АН СССР. - М., 1952, вып.9-11. - С.33-54.

Изучение тектонических структур. - Л., Недра, 1984. - 287 с.

Иностранцев А.А. Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой губернии и его рудные месторождения // Материалы для геологии России. - Т.VII, СПб, 1877. - 717 с.

Ильин Е.А. Некоторые закономерности морфо- и литогенеза в краевых зонах средне- и верхнеплейстоценовых оледенений Белоруссии. // Краевые образования материковых оледенений. - М., Наука, 1985. - С.35-37.

Ильин В.А., Экман И.М. К вопросу размещения, морфологии и генезиса холмисто-кольцевидного комплекса рельефа (на примере Волозерской ледораздельной возвышенности, Восточная, Карелия) // Природа и хозяйство Севера, вып.10, Мурманск, 1982. - С.3-11.

Имбри Дж., Имбри К. Тайны ледниковых эпох. - М., Прогресс, 1988. - 263 с.

Историческая геология с основами палеонтологии (авторы Е.В.Владимирская и др.). - Л., Недра, 1985. - 423 с.

История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки (отв. ред. Д.Д.Квасов). - Л., Наука, 1989. - 280 с.

Кабанова Р.В., Романов В.А. О краевых образованиях Днепровского и Донского языков максимального оледенения Русской равнины в пределах Курской и Белгородской областей // Краевые образования материковых оледенений. - М., 1972. - С.105-112.

Каган А.А., Солодухин М.М. Моренные отложения Северо-Запада СССР. - М., Недра, 1971. - 137 с.

Калесник С.В. Очерки гляциологии. - М., Географгиз, 1963. - 551 с.

Капельщиков Н.А. Остаточные формы рельефа и их связь с новейшими тектоническими движениями // Строение и развитие платформенного чехла Белоруссии. - Минск, 1976. - С.96-104.

Каплин П.А. Фиордовые побережья Советского Союза. - М., Изд-во АН СССР, 1962. - 188 с.

Келлер Б.М., Лаврушин Ю.А. Великие оледенения в истории Земли. - М., Знание, 1970. - 64 с.

Климов Н.И. Новые данные об антофиллито-асбестовой минерализации Северной Карелии // Месторождения антофиллитового асбеста и их генезис. - Л., Наука, 1971. - С.79-103.

Климашаускас А.Ю. Гранулометрические свойства и закономерности минералогического состава моренных отложений юго-восточной Литвы // Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы. - Вильнюс, 1965. - С.39-104.

Колпаков Н.И., Ляховский В.А., Минц М.В., Смольянинова Е.И., Шенкман Е.Я. Геодинамическая природа некоторых рельефообразующих процессов Кольского п-ова. - Геотектоника, № 2, 1991. - С.84-91.

Комаровский М.Е. О соотношении краевых образований и структуры коренного основания в пределах северной части Минской и Ошмянской возвышенностей // Геология четвертичных отложений и новейшая тектоника ледниковых областей Восточной Европы. - Апатиты, 1992. - С.48-49.

Космическая информация в геологии. - М., Наука, 1983. - 534 с.

Космогеологическая карта дочетвертичных образований северо-восточной части Балтийского щита, масштаба 1:1000000 и объяснительная записка к ней (автор В.В.Баржицкий, редактор О.Я.Даркшевич). - Киев, 1988. - 85 с.

Кононов Ю.В., Кононова М.Н. Метаморфическая дифференциация горных пород докембрия в зонах надвигов (на примере Гималаев и Украинского щита). - Киев, Наукова думка, 1987. - 208 с.

Короткевич Е.С. Полярные пустыни. Гидрометеоиздат. - Л., 1972. - 420 с.

Корреляция докембрия. - Т.2. - М., Наука, 1977. - 399 с.

Корякин В.С. Ледники Арктики. - М., Наука, 1988. - 158 с.

Костяной М.Г. Инженерно-геологические особенности глинистых пород района Каневских дислокаций. - Киев, 1963.

Кошик Ю.А., Тимофеев В.М., Чмыхал В.Н. Особенности рельефа ледниковой области Житомирского Полесья. - Киев, 1976. - 48 с.

Крапивнер Р.Б. Бескорневые неотектонические структуры. - М., Недра, 1986. - 204 с.

Крапивнер Р.Б. Строение и условия формирования приповерхностных неотектонических дислокаций. Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. докт. геол.-минерал.наук. - М., 1990. - 43 с.

Крапивнер Р.Б. Существуют ли поверхностные дислокации, связанные с напорной деятельностью ледников? Бюлл. МОИП отд. геол. - Вып.6, 1992.

Крапивнер Р.Б. Происхождение приповерхностных деформационных структур областей динамического влияния разломов. - Геотектоника, № 3, 1992.

Крапивнер Р.Б., Юдкевич А.И. Происхождение Каневских дислокаций и их значение для гидротехнического строительства // Инженерная геология, 1989, № 1. - С.80-85.

Краснов Н.И., Малаховский Д.Б., Ауслендер В.Г., Котлукова И.В. Гляциальная теория и ее практическое применение на территории северо-запада Восточно-Европейской равнины // Палеогеография и полезные ископаемые плейстоцена севера Евразии. - Л., 1986. - С.13-18.

Красножен А.С. История новейшего развития южной части Новой Земли // Геология Южного острова Новой Земли. - Л., 1982. - С.100-107.

Красс М.С. Математическая теория гляциомеханики. - Сер. Гляциология: Итоги науки и техники, 1983, т.3. - 141 с.

Крейтер В.М. Поиски и разведка полезных ископаемых. - Госиздат, М.-Л., 1940. - 790 с.

Криволуцкий А.Е. Рельеф и недра Земли. - М., Мысль, 1977. - 150 с.

Кригер Н.И. Формирование физико-механических свойств морены (тилла) // Вещественный состав основных морен. - М., 1978. - С.134-154.

Кригер Н.И. и др. Безморенные области // Краевые образования материковых оледенений. - М., Наука, 1985. - С.47-49.

Кристаллические руководящие валуны Прибалтики (Х.Вийдинг, А.Гайгалас, В.Гуделис, А.Раукас, Р.Тарвидас). Вильнюс, Минтис, 1971. - 95 с.

Кристаллический фундамент Эстонии. - М., Наука, 1980.

Крицук Л.Н. Генезис пластовых залежей подземных льдов Западной Сибири в связи с их вопросами картографирования // Мат. гляциол. иссл. - Вып.54, М., 1985. - С.188-192.

Крицук Л.Н. Наледи Ямала и Гыдана // Мат. гляциол. иссл. - Вып.63, М., 1988. - С.89-96.

Крицук Л.Н. Подземные и поверхностные льды Западной Сибири в плейстоцене // Мат. гляциол. иссл. - Вып.69, М., 1990. - С.93-102.

Крицук Л.Н., Анисимова А.П. Химический состав пластовых льдов и их связь с подземными водами // Криогидрогеологические исслед. - Якутск, 1985. - С.94-108.

Кропоткин П.А. Исследования о ледниковом периоде. - Зап. Имп. Русского географического общества, СПб, 1876, т.VII.

Кропоткин П.Н. Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и геофизическим данным // Проблемы теоретической и региональной тектоники. - М., Наука, 1971. - С.238-253.

Кропоткин П.Н. Напряженное состояние земной коры и тектонические разломы // Разломы земной коры. - М., Наука, 1977. - С.20-29.

Кропоткин П.Н., Макеев В.М. Современное напряженное состояние земной коры // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. - М., Наука, 1987. - С.192-200.

Кропоткин П.Н., Ефремов В.И., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика. - Геотектоника, № 1, 1987. - С.3-24.

Куделя Ю.А. О тектонической природе Каневских дислокаций // Полезн. ископаемые Украины. - Киев, 1966. - С.389-390.

Кукол З. Скорость геологических процессов. - М., Мир, 1987. - 246 с.

Кузин И.Л. Геоморфологические уровни севера Западной Сибири // Геология и нефтегазоносность Севера Западной Сибири. - Гостотехиздат, Л., 1963. - С.330-339.

Кузин И.Л. О происхождении мореноподобных отложений (на примере Западной Сибири). Изв. Всесоюзн. географического Общества. - Л., вып.6, 1981. - С.493-501.

Кузин И.Л. Глиняный диапиризм - важная составная часть новейшего тектоногенеза Западной Сибири // Региональная неотектоника Сибири. - Наука, Новосибирск, 1983. - С.32-38.

Кузин И.Л. Складчатость нагнетания в Западной Сибири и ее влияние на формирование залежей углеводородов // Геология нерудного сырья Западной Сибири. - Тюмень, 1987. - С.105-111.

Кузин И.Л., Ференц-Сороцкий А.А. Теория материковых оледенений и проблема формирования месторождений полезных ископаемых на севере Европейской части СССР и Западной Сибири // Стратиграфия неогена и плейстоцена Севера Западной Сибири. - Тюмень, 1986. - С.78-86.

Кузин И.Л., Пасуманский И.М., Перугин Н.Н., Чочиа Н.Г. О некоторых методах выявления новейших тектонических движений нефтеносных платформенных областей // Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири. - Гостотехиздат, Л., 1963. - С.192-204.

Кузнецов О.Л., Голодковская, Козырев, Панин В.И. Изучение напряженного состояния верхней части земной коры на разных стадиях геологоразведочного процесса // Взаимосвязь геолого-тектонического строения, свойств структурных особенностей пород и проявлений избыточной напряженности. - Апатиты, 1985. - С.17-29.

Кучай В.К. Трансформация тектонических движений. - Геотектоника, № 3, 1983. - С.3-14.

Кушнарев И.П., Кушнарев П.И., Мельникова Н.М. Методы структурной геологии и геологического картирования. - М., Недра, 1984. - 375 с.

Лавров А.С. Некоторые типы камовых образований южной краевой зоны Баренцевоморского ледника // Строение и формирование камов. - Таллин, 1978.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Региональные и дифференцированные гляциоизостатические движения севера Печорской низменности // Кайнозойские отложения Европейского северо-востока СССР и геология россыпей. - Сыктывкар, 1987. - С.39-40.

Лавров А.С., Никифорова Л.Д., Потапенко Л.М. Динамика плейстоценовых ледниковых покровов, растительность и климат на северо-востоке Европейской части СССР // Новые материалы по палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. - Уфа, 1986. - С.69-78.

Лавров ВВ. Деформация и прочность льда. - Л., Гидрометеоиздат, 1959. - 206 с.

Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. - М.-Л., изд. АН СССР, 1960. - 233 с.

Лаврушин Ю.А. Четвертичные отложения Шпицбергена. - М., Наука, 1969. - 135 с.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. - М., Наука, 1976. - 238 с.

Лаврушин Ю.А., Чугунный Ю.Г. Каневские гляциодислокации. - М., Наука, 1982. - 103 с.

Лаврушин Ю.А., Гептнер А.Р., Голубев Ю.К. Ледовый тип седименто- и литогенеза. - М., Наука, 1986. - 157 с.

Лак Г.Ц. Экологические особенности ископаемой диатомовой флоры северо-восточного побережья Ладожского озера. - Изд-во Карелия, Петрозаводск, 1980. - 79 с.

Лапшин А.В. О морской гляциоизостатической гипотезе. - МГИ, вып.61, М., 1988. - С.30-36.

Ласточкин А.Н. Структурно-геоморфологические исследования на шельфе. - Л., Наука, 1978. - 247 с.

Ласточкин А.Н. Методы морского геоморфологического картографирования. - Л., Недра, 1982.

Ласточкин А.Н., Нарышкин Г.Д. Новые представления о рельефе дна Северного Ледовитого океана. - Океанология, 1989, № 29. - С.960-973.

Левков Э.А. Гляциотектоника. - Минск, 1980. - 279 с.

Левков Э.А., Карабанов А.К. Неотектоника Беларуси. - Литосфера, № 1, Минск, 1994. - С.119-126.

Левковский Р.З. Рапакиви. - Л., Недра, 1975. - 223 с.

Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. - М., Наука, 1981. - 175 с.

Лисицын А.П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала // Современные осадки морей и океанов. - М., Изд-во АН СССР, 1961. - С.120-132.

Линдберг Г.У. Крупные колебания уровня океана в четвертичный период. - Л., Наука, 1972. - 548 с.

Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. - М., Недра, 1987. - 128 с.

Лошманов Е.В. Терригенный меланж бассейна р.Чугам (Южный Тянь-Шань). - Геотектоника, № 2, 1991.

Лосев К.С. Страна вечной зимы. - Л., Гидрометеоиздат, 1986. - 112 с.

Лосев К.С. Антарктический ледниковый покров. - М., Наука, 1982. - 159 с.

Лукашов А.Д. Изучение ориентированных галек, текстур и малых структурных форм для выяснения условий образования некоторых аккумулятивных ледниковых образований // Полевые и лабораторные исследования ледниковых отложений. - Таллин, 1980. - С.87-90.

Лукашов А.Д. Структурная карта моренных покровов и механизм образования гляциодислокаций (на примере Карелии) // Палеогеография и полезные ископаемые плейстоцена Севера Евразии. - Л., 1986. - С.135-138.

Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. - М., Наука, 1965. - 211 с.

Лукьянов А.В., Леонов М.Г., Щерба И.Г. Олистостромовая формация и вопрос о псевдотиллитах. - Литология и полезные ископаемые, № 4, 1975. - С.40-49.

Лучицкий И.В., Бондаренко П.М., Громин В.И. Изучение разломов экспериментальными методами // Разломы земной коры. - М., Наука, 1977. - С.144-154.

Макаров В.Н., Проскуряков В.В., Кочнев-Первухов В.И. Критерии поисков метаморфогенных медно-никелевых руд в интрузивных телах, претерпевших зеленосланцевый метаморфизм. - Геологический журнал, т.45, № 1, 1985. - С.41-46.

Макеев В.М., Арсланов Х.А. и др. Стратиграфия, геохронология и палеогеография позднего плейстоцена и голоцена о-ва Котельного // Бюлл. комис. по изуч. четверт. периода. - № 58, 1989. - С.58-89.

Макиевский С.И. Современный рельеф Кольского п-ова как отражение глубинных тектонических структур // Природа и хозяйство Севера. - Вып.1, Апатиты, 1969. - С.71-79.

Малаховский Д.Б. Ледниковые ложбины Северо-Запада РСФСР // Краевые образования материковых оледенений (тезисы докладов Всесоюзного совещания). - М., Наука, 1985. - С.60-62.

Малаховский Д.Б., Саммет Э.Ю. Ледниковые отторженцы и гляциодислокации Северо-Запада Русской равнины. - МГИ, вып.44, М., 1982.- С.121-128.

Малаховский Д.Б., Амантов А.В. Геолого-геоморфологические аномалии на севере Европы. - Геоморфология, № 2, 1991. - С.85-95.

Малаховский Д.Б., Буслович А.Л. Новые данные о происхождении Гдовских дислокаций // Мат. по геологии и полезн. ископ. Северо-Запада РСФСР. - Вып.5, Л., Недра, 1966. - С.125-138.

Марков К.К. Избранные труды. Проблемы общей физической географии и геоморфологии. - М., Наука, 1986. - 287 с.

Марков К.К. Избранные труды. Палеогеография и новейшие отложения. - М., Наука, 1986. - 280 с.

Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период. - Т.II, М., Изд-во МГУ, 1965. - 435 с.

Мартонн Э. Основы физической географии. - Том 2, Геоморфология, М., Учпедгиз, 1945. - 556 с.

Матвеев А.В. Особенности формирования краевых ледниковых возвышенностей Белоруссии // Краевые образования материковых оледенений (тезисы докладов Всесоюзного совещания). - М., Наука, 1985. - С.63-65.

Матвеев А.В., Ажгиревич Л.Ф., Вольская Л.С., Неделин С.Л. Погребенные ложбины Белоруссии по данным космической съемки. - Геоморфология, № 3, 1987. - С.62-68.

Махорин А.А. Неотектонические структуры, оползни и история их развития в районе проектируемой Каневской ГАЭС. - Инж. геология, № 5, 1982. - С.58-63.

Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. - Л., Наука, 1984.

Матишов Г.Г., Павлова Л.Г. Общая экология и палеогеография полярных океанов. - Л., Наука, 1990. - 224 с.

Мацуй В.М., Савронь Э.Б. О россыпной янтаренности Украинского Полесья // Краевые образования материковых оледенений. - М., Наука, 1985. - С.246-247.

Медно-никелевые месторождения Балтийского щита (ред. Горбунов Г.И. и Папунен Х.). - Л., Наука, 1985. - 339 с.

Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. - Л., Недра, 1987. - 308 с.

Мещеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. - М., Наука, 1965.

Минеральные месторождения Кольского полуострова (ред. Горбунов Г.И.). - Л., Наука, 1981. - 272 с.

Миняйло Л.А. Строение и генезис приповерхностных залежей эоценовых опалитов на Табъяха-Евояхинском междуречье // Минерагения кайнозоя Западной Сибири. - Тюмень, 1985. - С.35-43.

Миняйло Л.А. Соотношения приповерхностных дислокаций с глубинными структурами платформенного чехла на севере Надым-Пурского междуручья // Опалиты западной Сибири. - Тюмень, 1987. - С.75-84.

Можаев Б.Н. Новейшая тектоника северо-запада Русской равнины. - Л., Недра, 1973. - 231 с.

Можаева Т.В. К методике изучения рельефа Балтийского щита, обусловленного разрывной тектоникой, по материалам аэрофотосъемки // Геоморфология Карелии и Кольского п-ова. - Л., Недра, 1977. - С.24-32.

Морев В.А., Пухов В.А., Яковлев В.М. Бурение скважин на леднике Вавилова, Северная Земля // Мат. гляц. исслед. - М., 1981, вып.40. - С.154-157.

Москвитин А.И. Происхождение и возраст Вышневолоцко-Новоторжского вала // Бюлл. МОИП, отд. геол. - Т.16(3), 1938. - С.267-286.

Мушкетов И.В. Физическая геология: Денудационные процессы. - СПб, 1907, т.2. - 957 с.

Мушкетов И.В., Мушкетов Д.И. Физическая геология. - Л.-М., ОНТИ, 1935. - 908 с.

Наливкин Д.В. Геология СССР. - М.-Л., Изд-во АН СССР, 1962. - 813 с.

Неотектоника территории Припятского прогиба (авт. Матвеев А.В., Абраменко И.Н., Левков Э.А., Костин А.А.). - Минск, Наука и техника, 1980. - 106 с.

Нечипоренко Л.А. Закономерности размещения краевых ледниковых образований Белоруссии // Краевые ледниковые образования материковых оледенений. - М., Наука, 1985. - С.74-76.

Нечитайло С.К., Веселовская М.М., Скворцова Е.И. Материалы по геологии Городецко-Ковернинской тектонической зоны. - Л., Гостотехиздат, 1959. - 127 с.

Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. - М., Недра, 1988. - 491 с.

Никонов А.А. Развитие рельефа и палеогеография антропогена на западе Кольского полуострова. - М.-Л., Наука, 1964. - 187 с.

Орешкин Д.Б. По следам древних оледенений // Льды в истории Земли. - М., Знание, 1983. - С.9-46.

Орешкин Д.Б. Время льдов. - М., Недра, 1987. - 126 с.

Осокина Д.И., Цветкова Н.Ю. Изучение локального поля напряжений и прогноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и очаге землетрясений с учетом третьего главного напряжения // Поля напряжений и деформаций в листосфере. - М., Наука, 1979. - С.163-184.

Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. - Л., Недра, 1983. - 263 с.

Останин В.Е., Левина Н.Б. Разновозрастные ледниковые отложения бассейнов рек Северной Двины, Пинеги, Вычегды и положение их границ в сооответствии с новейшим структурным планом // Новые материалы по палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. - Уфа, 1986. - С.55-62.

Павловец Р.Р. Соотношение линеаментов с современными вертикальными движениями на территории Белоруссии // Современные движения земной коры. - М., Наука, 1987. - С.116-118.

Палиенко В.П. Морфоструктурные условия гляциоморфогенеза на Украине // Стратиграфия и корреляция морских и континентальных отложений Украины. - Киев, Наукова думка, 1987. - С.143-148.

Панников В.Д. Основы геологии. - М. - Высшая школа, 1961. - 287 с.

Парфенов В.Д., Сафонов Ю.Г. Применение космических снимков в исследовании структурных полей и месторождений // Космическая информация в геологии. - М., Наука, 1983. - С.378-390.

Паталаха Е.И. О природе и характере складок, стимулирующих складкообразовательные процессы на платформах и геосинклиналях // Внутренняя геодинамика. - Вып.1, Л., 1972. - С.62-64.

Паталаха Е.И. Генетические основы морфогенетической тектоники. - Алма-Ата, Наука, 1981. - 190 с.

Патерсон У. Физика ледников. - М., Мир, 1972. - 312 с.
Паундер Э. Физика льда. - М., Мир, 1967. - 189 с.
Пидопличко И.Г. О ледниковом периоде. - Вып.1, Киев, 1946. - 171 с.
Пидопличко И.Г. О ледниковом периоде. - Вып.4, Изд-во АН УССР, Киев, 1956. - 336 с.
Пидопличко И.Г., Макеев П.С. О климатах и ландшафтах прошлого. - Вып.2, Изд-во АН УССР, Киев, 1955. - 175 с.
Пидопличко И.Г., Макеев П.С. О климатах и ландшафтах прошлого. - Вып.3, Изд-во АН УССР, Киев, 1959. - 141 с.
Пиотровская Т.Ю. Неоструктура центральной части Хибинского массива и перспективы поисков апатито-нефелиновой залежи // Разведка и охрана недр. - № 2, 1986. - С.6-10.
Плахотный Л.Г., Сиденко О.Г., Чир Н.М., Абаншин А.А. О глубинной тектонике предгорий Крымских гор и происхождении экзотических известняковых глыб. - Геолог. журнал, 1988, № 1.
Поля напряжений и деформаций в литосфере. - М., Наука, 1979. - 220 с.
Попков В.И. Внутриплитные структуры бокового сжатия. - Геотектоника, № 2, 1991. - С.15-27.
Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). - М., Изд-во МГУ, 1967. - 304 с.
Попов А.И., Тушинский Г.К. Мерзлотоведение и гляциология. - М., Высшая школа, 1973. - 272 с.
Попов И.В. Загадки речного русла. - Л., Гидрометеоиздат, 1977. - 167 с.
Радзивил А.Я., Куделя Ю.А. Первые находки валунов андезито-дацитов в ледниковых отложениях районов Канева и Пивихи // Четвертичный период. - Вып.16, Киев, Наукова думка, 1976. - С.172-173.
Разломы и горизонтальные движения в земной коре. - М., Изд-во АН СССР, 1963. - 312 с.
Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. - М., Наука, 1977. - 143 с.
Расцветаев Л.М. Некоторые общие модели дизъюнктивной тектонической деформации // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. - М., Наука, 1985. - С.118-127.
Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. - Ч.II, М., 1987. - С.173-232.
Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние слоя при продольном горизонтальном сдвиге блоков его фундамента // Поля напряжений и деформаций в земной коре. - М., Наука, 1987. - С.41-57.
Романов В.А. Тектоника Магнитогорского мегасинклинория. - Уфа, 1985. - 112 с.
Рубинраут Г.С. Морфотектоника Кольского полуострова. - Апатиты, изд. КФАН СССР, 1987. - 74 с.
Рукосуев С.И. Морфология и внутреннее строение Луусалминского друмлинового поля (северо-западная Карелия) // Природа и хозяйство Севера. - Вып.10, Мурманск, 1982. - С.11-18.
Рундквист Д.В. Распределение давления в горных породах и размещение метасоматических образований // Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. - М., Недра, 1966. - С.25-36.
Рухина Е.В. Литология ледниковых отложений. - Л., Наука, 1973. - 174 с.

Савицкий А.В., Афанасьева Е.Н., Гусакян Г.О., Петров Ю.В. Разрывные нарушения северо-запада Русской платформы и их металлогеническое значение // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности северо-запада Русской платформы. - Л., 1986. - С.39-52.

Савостин Л.А., Драчев С.С. Кайнозойское сжатие в районе Новосибирских островов и его связь с раскрытием Евразийского бассейна. - Океанология, 1988, № 28, 5. - С.775-782.

Саммет Э.Ю. Некоторые вопросы четвертичной геологии и геоморфологии западной части Ленинградской области // Палеогеография четвертичного периода СССР. - М., Изд-во МГУ, 1961. - С.7-20.

Санько А.Ф. Неоплейстоцен северо-восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР. - Минск, Наука и техника, 1987. - 178 с.

Сапфиров Г.Н. Структурная геология и геологическое картирование. - М., Недра, 1982.

Сарсеков А.С. и др. Стратиграфия. Северное Прибалхашье // Геология СССР, т.XX. Центральный Казахстан, кн.1. - М., Недра, 1964.

Сатиан М.А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. - Ереван, 1984. - 195 с.

Седов В.Н. Дислокации четвертичных отложений в бассейне р.Варнгэяхи (Гыданский полуострова) // Стратиграфия неогена и плейстоцена Севера Западной Сибири. - Тюмень, 1986. - С.117-121.

Селиванов Е.И. Неотектоника и геоморфология Монгольской Народной Республики. - М., Недра, 1972. - 293 с.

Селиванов Е.И. Древние морены Большого Балхана, Копетдага и средневысотных гор Центрального Ирана // Антропоген Евразии. - М., Наука, 1984. - С.136-141.

Серебряный Л.Р., Орлов А.В. Ледники в горах. - М., Наука, 1985. - 157 с.

Сидоренко А.В. Доледниковая кора выветривания Кольского п-ова. - М.-Л., Наука, 1958. - 108 с.

Сидоренко А.В. Некоторые вопросы изучения осадочного покрова Кольского п-ова // Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского п-ова. - Вып.1, Апатиты, 1960. - С.5-31.

Сим Л.А. Некоторые особенности полей напряжений в зонах разломов (по геологическим и сейсмологическим данным) // Поля напряжений и деформаций в земной коре. - М., Наука, 1987. - С.151-158.

Слензак О.И. Локальные структуры зон напряжений докембрия. - Киев, Наукова думка, 1984. - 104 с.

Смирнов И.И. Зона выходов верхнемеловых кремнистых пород на Обь-Ляминском междуречье и некоторые аспекты ее генезиса // Минерагения кайнозоя Западной Сибири. - Тюмень, 1985. - С.43-51.

Старухин А.А. Соотношение новейшей структуры и гляциогеоморфологии донского ледникового языка // Краевые образования материковых оледенений. - М., Наука, 1985. - С.172-173.

Степанова Л.Е. Количественная оценка роли прибрежных льдов и динамика берегов Охотского моря // Экзогенное рельефообразование на Дальнем Востоке. - Владивосток, 1985. - С.90-98.

Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. - М., Недра, 1977. - 143 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. - Т.1, М., 1960. - 212 с.

Стрелков С.А., Евзеров В.Я. и др. История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита. - Л., Наука, 1976. - 164 с.

Структуры медно-никелевых рудных полей и месторождений Кольского полуострова (ред. Горбунов Г.И.). - Л., Наука, 1978. - 160 с.

Суходровский В.Л. Рельефообразование в перигляциальных условиях. - М., Изд. АН СССР, 1967. - 120 с.

Тектоника восточной части Балтийского щита (В.А.Перевозчикова, К.Д.Беляев, А.И.Петров и др.). - Л., Недра, 1974. - 288 с.

Тектоника Белоруссии. - Минск, Наука и техника, 1976.

Тетяев М.М. Основы геотектоники. - Л.-М., ОНТИ, 1934.

Тимофеев В.М., Кошик Ю.А., Комлев А.А., Бортник С.Ю. Структурно-тектонический контроль формирования гляциодепрессий и холмисто-грядового рельефа Северной Украины // Краевые образования материковых оледенений. - Минск, 1990. - С.124-125.

Тимофеев В.М., Бортник С.Ю. К проблеме генезиса песчаных грядовых форм рельефа // Физическая география и геоморфология. № 36. - Киев, 1989. - С.131-137.

Ткаченко В.А. Гляциотектонические преобразования морских отложений Европейского Севера // Краевые образования материковых оледенений. - М., Наука, 1985. - С.89-91.

Усенко Н.С., Щербак Н.П., Щербаков И.Б. Магматические формации Украинского щита // Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов Европейской части СССР. - Л., Недра, 1982. - С.15-22.

Фейрбридж Р. Следы оледенения в пустыне: ордовик // Зимы нашей планеты. - М., Мир, 1982. - С.165-193.

Федоров Е.Е. Советская часть Балтийского щита // Космогеология СССР. - М., Недра, 1987. - С.83-88.

Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. - М., ИЛ, 1963. - 576 с.

Фриструп Б. Новейшие исследования Гренландского ледникового покрова // Вопросы динамики и современной эволюции ледников. - М., 1964. - С.68-75.

Фурмарье П. Проблемы дрейфа континентов. - М., Мир, 1971. - 255 с.

Хавин Е.И. и др. Перспективы выявления полезных ископаемых на территории южного и юго-восточного обрамления Балтийского щита // Состояние и перспективы расширения минерально-сырьевой базы Северо-Запада РСФСР. - Л., Недра, 1973. - С.113-133.

Хизанашвили Г.Д. Динамика земной оси вращения и уровней океанов. - Тбилиси, 1960. - 141 с.

Ходаков В.Г. Снега и льды Земли. - М., Наука, 1969. - 163 с.

Хольтедаль У. Геология Норвегии. - Т.2, Изд-во ИЛ, М., 1958. - 395 с.

Чеботарева Н.С. Макарычева И.А. Последнее оледенение Европы и его геохронология. - М., Наука, 1974. - 216 с.

Четвертичный покров Балтийского щита (ред. В.В.Проскуряков и И.И.Краснов). - Л., Недра, 1988. - 151 с.

Чернышов Н.М., Серебряков Е.Б., Жаворонкин В.И. Геолого-геофизический анализ систем разломов с целью выяснения условий размещения никеленосных интрузий (на примере ВМК) // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Украины, Урала, Сибири и Дальнего Востока. - Апатиты, 1988. - С.4-6.

Чижов О.П. Оледенение северной полярной области. - М., Наука, 1976. - 212 с.

Чочиа Н.Г., Евдокимов С.П. Палеогеография позднего кайнозоя Восточной Европы и Западной Сибири. - Саранск, 1993. - 248 с.

Чувардинский В.Г. О чем свидетельствуют радиокарбоновые датировки органических остатков из верхнечетвертичных отложений Северной Америки и Фенноскандии // Природная обстановка и фауны прошлого. - Вып.5, Киев, Наукова думка, 1970. - С.121-140.

Чувардинский В.Г. К интерпретации данных радиоуглеродного определения абсолютного возраста органических остатков из верхнеантропогеновых отложений Фенноскандии // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. - Л., Гидрометеоиздат, 1970. - С.248-252.

Чувардинский В.Г. К пересмотру геолого-геоморфологических критериев ледниковой концепции // Природная обстановка и фауны прошлого. - Вып.7, Киев, Наукова думка, 1973. - С.11-56.

Чувардинский В.Г. Новые данные по геологии плейстоцена восточной части Кольского полуострова // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. - Л., 1982. - С.141-149.

Чувардинский В.Г. О тектонической природе рельефа “бараньих лбов” и других форм ледниковой экзарации // Природа и хозяйство Севера. - Мурманск, кн. изд-во, 1984, вып.12. - С.29-36.

Чувардинский В.Г. О происхождении и механизме формирования некоторых типов тектонического рельефа, сходного с экзарационным // Задачи механики в гляциологии и геокриологии. - М., изд. МГУ, 1984. - С.82-104.

Чувардинский В.Г. Геолого-геоморфологическая деятельность припайных льдов (по исследованиям в Белом море). - Геоморфология, № 3, 1985. - С.70-77.

Чувардинский В.Г. К вопросу о морском позднем плейстоцене центральной части Кольского п-ова // Геологические события в истории плиоцена и плейстоцена южных и северных морей. - Уфа, 1985. - С.33-37.

Чувардинский В.Г. О тектоническом происхождении озов. // Проблемы термомеханики грунтов. - М., Изд-во МГУ, 1986. - С.82-92.

Чувардинский В.Г. К методике валунных поисков медно-никелевых руд на Кольском п-ове // Природа и хозяйство Севера. - Вып.15, Мурманск, 1987. - С.12-17.

Чувардинский В.Г. Вопросы динамики и геологической деятельности ледников // Природа и хозяйство Севера. - Вып.16, Мурманск, 1988. - С.67-76.

Чувардинский В.Г. Неотектонические разрывные структуры и их роль в формировании рельефа Кандалакшского грабена // Природа и хозяйство Севера. - Вып.17, Мурманск, 1989. - С.34-40.

Чувардинский В.Г. Проблемы возраста разломов и геодинамика кайнозоя восточной части Балтийского щита // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. - Апатиты, 1992. - С.133-141.

Чувардинский В.Г. (сост.). Методология валунных поисков рудных месторождений. - М., Недра, 1992. - 138 с.

Чувардинский В.Г., Караваев С.С. Методика и результаты валунных поисков // Новое в изучении минерально-сырьевых ресурсов Мурманской области. - Апатиты, Кольский научный центр АН СССР, 1989. - С.11-14.

Шанцер Е.В. Очерки учения о типах континентальных осадочных образований // Тр. ГИН. - М., 1966, вып.161. - 236 с.

Шварцбах М. Климаты прошлого. - ИЛ, М., 1955.

Шевченко В.И. Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении (на примере Большого Кавказа). - Наука, М., 1984. - 157 с.

Шевырев Л.Т. О современном рельефе поверхности кристаллического фундамента Воронежской антеклизы // Изв. Высш. Учебн. заведений. - Геология и разведка, № 11, 1985. - С.12-18.

Шерман С.И. Развитие разломов и движения земной коры в приразломных зонах // Симп. КАПГ по изуч. соврем. движений земн. коры. - Дагомыс-Воронеж, 1988. - С.277-279.

Шило Н.А. Основы учения о россыпях. - М., Наука, 1981. - 383 с. (2-е издание 1985 г.).

Шило Н.А., Данилов И.Д. “Великие оледенения”: факты против теории. - Наука в СССР, 1984, № 4. - С.44-53.

Шляупа А.И. Неотектонически активные разломы и локальные структуры западной части Литвы и Латвии // Четвертичные отложения и новейшая тектоника ледниковых областей Восточной Европы. - Апатиты, 1993. - С.63-64.

Шмаенок А.И., Малаховский Д.Б. Трубка взрыва вблизи юго-восточного берега Чудского озера. - Вестник ЛГУ № 24, сер. геол. геогр., вып.4, 1974.

Шульц С.С. Тектоника земной коры. - Л., Недра, 19679. - 272 с.

Шумский П.А. Теория колебания ледников // Мат. гляциол. иссл. - Вып.32, М., 1978. - С.99-109.

Шумский П.А. Динамическая гляциология. - М., 1969. - 172 с.

Шумский П.А., Красс М.С. Динамика и тепловой режим ледников. - М., Наука, 1983. - 86 с.

Шустова Л.Е. Глубинное строение Балтийского щита по данным геофизических исследований. - Сов. геология, № 5, 1966. - С.31-40.

Эстеркин А.С. О напряженном состоянии земной коры // ДАН СССР, 1986, т.29, № 3.

Эндрюс Дж. Современный ледниковый период: кайнозойский. - Зимы нашей планеты. - М., 1982. - С.220-281.

Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. - Л., 1956.

Яковлева С.В. К проблеме строения межлопастных возвышенностей в пределах распространения позднечетвертичных оледенений // Краевые образования материковых оледенений. - М., 1972. - С.176-186.

Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. - М., Недра, 1981. - 245 с.

Atlas of Finland. Helsinki, 1960.

Bergsma B., Svoboda J., Freedman B. Entombed Plant Communities released by a retreating glacier at Central Ellesmire Island, Canada. “Arctic”, 1984, 37, N 1. - P.49-52.

Charlesworth J.K. The Quaternary Era. V.1,2. London, 1957.

Daniel E. Beskriving till iordatskartorna Tomelila SO. - Sver. geol. unders, N 65-66, 1986.

Dyson J. Ice-ridget Moraines and their relation to glaciers. - Amer. J. Sci. 250, 1952.

Engelhardt H., Determann J. Borehole evidence for a thick layer of basal ice in at central Ronne Ice Shelf. - Nature, 327, N 6120, 1987. - P.318-319.

England J. Glacial erosion of a high arctic valley. - J. glaciol., 32, N 110, 1986. - P.60-64.

Ericsson B., Granas K. Beskrivning till iordartskartan Karlskoga NV. - Sver. geol. unders., N 54, 1983.

Evenson E., Clinch M. Debris transport mechaniams at active glacier margins: Alaskan lace studies. - Geol. Surv. of Finland, sp. pap. N 3, Espoo, 1987. - P.111-136.

Fielding T. The eskers f the Upper Hamilton-Ossokmanuan River area, Labrador-Ungava. McGill Sub-Arctic Res. Papers. N 18, 1964. - P.93-101.

Glacial map of Canada. Ottawa, 1968.

Gow J., Epstein S., Sheehy W. On the origin of stratified debris on ice cores from bottom of the Antarctic ice sheet. - J. Glaciol., 23, N 89, 1979. - P.185-192.

Grootes P., Stuiver M. Land ice (sea-ice) transition in Ross Ice Shelf ice at J-9, Antarctica. - “Antarct. J.U.S.” 19, N 5, 1985. - P.66-68.

Hallet B. The effect of subglacial chemical processes on glacier sliding. - J. Glaciol., v.17, 1976. - P.209-221.

Harris C., Bethamley K. Englacial deltaic sediments as evidence for basal freezing and marginal shearing Leirbreen, southern Norway. - “J. Glaciol.” 30, N 104, 1984. - P.30-34.

Herme M. On the shear zones and fault lines of Finnish precambrian strata. - Fennia, 89, 1, 1963. - P.29-32.

Herren S., Langway C. The debris-laden ice at the bottom of Greenland ice sheet. - J. Glaciol., 23, N 89, 1979. - P.193-207.

Hillden Arne. Beskrivning till jordartskartan Borås SO. - “Sver. geol. unders”, N 58, 1984. - P.1-65.

Hyyppä E. I Salpausselän geologinen rakenne lahden seudulla. - “Geologi”, v.18, N 6, 1966. - P.73-75.

Ives P.S., Levin B., Robinson R., Rubin M. US Geological Surv. Radiocarbon Dates VII Radiocarbon, 6. New Haven, 1964. - P.710-719.

Johansson P. The deglaciation in the eastern part of weisheselian ice divide in Finish Lapland. Rovaniemi, 1995.

Kaitanen V. A geographical study of the morpho-genesis of Northern Lapland. - Fennia, v.99, N 5, 1969-1970. - P.1-85.

Kunkel A. Ozy Kigzarowa. Rezerwat geologiszny “Prace Wydz. biol. i nauk oziemi Uniw. Poznaniu. Ser. geol., 1966, N 5. - 68 s.

Lundqvist J. Morphogenetic classification of glaciofluvial deposits. Uppsala, 1979. - 72 p.

Marshall P., Kuivinen K. The Greenland ice sheet Program, 1980. - Polar Rec. 20 N 129, 1981.

McCines B., Radok V. Estimated ages and the temperatures of South Pole ice. - Antarctic US, 19, N 1, 1984. - P.10-12.

Mitshell B., Bungun H., Chan W., Mitshell P. Seismicity and present-day tectonics of the Svalbard region. - Geophys. J., 102, N 1, 1990. - P.139-149.

Mörner N.-A., Lagerlund E., Björck S. Neotectonics in the Province of Blekinge. - Z.Geomorphol., v.40, 1981. - P.55-60.

Mörner N.-A., Somi E., Zuchiwicz W. Neotectonics and paleoseismisity within the Stockholm intracratonal region in Sweden. - Tectonophysics, 163, N 3-4, 1989. - P.289-303.

Niemelä J., Tynni R. Interglacial and interstadial sediments in the Pohjanmaa region, Finland. - Bull. Geol. Surv. Finland, N 32, 1979. - P.91-101.

Okko V. Glacial drift in Iceland its origin and morphology. Bull. Comm. Geol. Finland, 1955.

Oswald G., Robin G. Lakes the Antarctic ice sheet. - Nature, 1973, 245, N 5423. - P.251-254.

Penttilä E. On the influete of the structure of Earth’s cru on Ice Age on isostatis Equilibrium. Geophisica, 1968, N 10. - P.10-23.

Penttilä E. Some remarks on earthquakes in Finland. - Fennia, 89, N 1, 1964. - P.25-29.

Poirel J. Quelques reflexions an sujet des moraines de fond. - Rev. geomophol. Dynam., 18, N 1, 1968. - P.17-26.

Prest V. Canada’s of Glacial Features. Ottawa, 1983. - 119 p.

Rainio H., Lahermo P. The central Finland ice-marginal formation. - INQUA till symposium. Finland, 1985, Espoo, 1985. - P.65-71.

Saarnisto M. Salpausselkä I end moraine, morphology and stratigraphy, Lahti. - INQUA till symposium. Finland, 1985. Espoo, 1985. - P.57-59.

Salonen V.-P. Observation on boulders transport in Finland. Geol. Surv. of Finland, sp. pap. N 3, Espoo, 1987. - P.103-110.

Sauramo M. Land uplift with hingle-lines in Fennoscandia. - Ann. Acad. Sci. Fenn. A, N 44, 1955.

Selby M. The termini and moraines of glacier in McMurdo dry valleys, Antarctica. - Proc. 7 th N Z Georg. Cont: Hamilton, 1973. - P.247-257.

Soares C., Lopes N. Comentários sorbe imagens de factos denunciantes de processos glaciários quaternarios nac Serras do Geres e da Peneda (Minho-Portugal). - Mem. e notic. Publ. Mus. e Lab. miner. e geol. Univer. Coimbra N 91-91, 1981. - P.165-166.

Stankowski W. An overburden pile outside the open-pit as a model of static and dynamic action of an ice sheet on bedrock. - Quaest. geogr., 1984 (1988), N 10. - P.103-107.

Synge F. A new shoreline chronology for the Salpausselkä. Ann. Acad. Sci. Finn., Ser A3, N 134, 1982. - P.29-60.

Whalley W., Gordon J., Thompson D. Periglacial features on the margins of receading plateau ice cap, Lyngen, North Norway. - J. glaciol, 1981, 27, N 97. - P.492-496.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ	5
Глава 1. ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ	11
1.1. Динамика и геологическая деятельность ледников	11
1.2. Разнос валунного материала припайными льдами	29
1.3. Разрывные структуры Балтийского щита и их возраст	38
1.3.1. Возраст разломов	48
1.4. Сдвиговая тектоника в зоне Кандалакшского грабена	52
1.4.1. Строение сдвигов мелких порядков	57
Глава 2. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЭКЗАРАЦИОННЫХ ТИПОВ “ЛЕДНИКОВОГО” РЕЛЬЕФА	63
2.1. Бараньи лбы, курчавые скалы, штриховка и полировка	63
2.2. Строение зеркал скольжения	72
2.2.1. Штрихи и борозды	76
2.2.2. Серповидные выемки и лунообразные сколы	80
2.3. Озерные котловины	84
2.4. Шхерный рельеф	87
2.5. Фиорды	88
2.6. Троги	91
2.7. Кары и цирки	94
2.8. Причины приповерхностных тектонических дислокаций	94
2.9. Сейсмичность Балтийского щита	98
2.10. О гляциоизостазии	99
Глава 3. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЛЕДНИКОВО-АККУМУЛЯТИВНЫХ И ГЛЯЦИОТЕКТОНИЧЕСКИХ ГРУПП РЕЛЬЕФА	103
3.1. Озы (эскеры)	103
3.2. Друмлины	118
3.3. Холмисто-моренный рельеф	123
3.4. Камы	125
3.5. Новейшая тектоника Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ	125
3.6. Динамика шовных зон разломов и вдольразломное перемещение тектонических брекчий и пластин	128
3.7. Гдовские дислокации	137
3.8. Воротиловско-Тонковские дислокации	144
3.9. Конечно-моренные (краевые) образования	150
3.9.1. О тектоническом факторе и ледниковых трещинах	158
3.10. К механизму формирования краевых ледниковых образований	159

3.10.1. Краевые образования и соляные структуры 165
3.11. Отторженцы, дислокации 166
3.11.1. Механизм формирования “гляциодислокаций” и отторженцев 170
3.12. Древние погребенные долины (“ложбины ледникового выпахивания”) 177
3.13. Конечно-моренные (краевые) гряды на Балтийском щите 181
3.14. Происхождение некоторых известных “гляциодислокаций”, отторженцев и “краевых” образований 184
Глава 4. ФОРМИРОВАНИЕ ВАЛУННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ПРОЦЕССЫ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ВАЛУННО-ГЛЫБОВОГО МАТЕРИАЛА 195
4.1. Основная (донная) морена Балтийского щита и состав валунно-глыбового материала 195
4.2. Черты структурного и текстурного строения “донных морен” 200
4.3. К механизму формирования валунно-глыбовых отложений (Балтийский щит) 203
4.4. Водные “морены”, ледово- и ледниково-морские отложения 209
4.5. Ленточные глины 211
4.6. О причинах повышенной плотности “морены” .. 213
4.7. Закономерности перемещения валунно-глыбового материала 214
4.8. Формирование конусов разноса рудных валунов 221
4.9. О происхождении “морены” на Восточно-Европейской равнине 226
4.9.1. О мелкоземе морены 226
4.9.2. О характере связи крупнообломочной фракции “морены” с подстилающими породами 228
4.10. Проблема происхождения валунов кристаллических пород на Русской платформе 229
4.11. Состав валунов и их коренные источники 233
Глава 5. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ЛЕДНИКОВОЙ ТЕОРИИ 257
5.1. Биогеографические данные и ледниковая теория 257
5.2. О тепловой устойчивости и темпах деградации ледниковых покровов 262
5.3. Гипотезы о причинах ледниковых периодов 267
5.4. О пермско-каменноугольном оледенении 268
ЗАКЛЮЧЕНИЕ 275
ЛИТЕРАТУРА 280

CONTENT

INTRODUCTION 5
Chapter 1. PHYSICAL GEOLOGICAL PROCESSES
OF RELIEF FORMATION 11
1.1. Dynamics and geological activity of glaciers 11
1.2. Spreading of boulder material by shore ice 29
1.3. Fault structures on the Baltic Shield and
their age 38
1.3.1. Age of faults 48
1.4. Wrench fault tectonics in the Kandalaksha
graben 52
1.4.1. Strycture of wrench faults of low order 57
Chapter 2. ORIGIN OF EXARATIONAL TYPE OF
GLACIAL RELIEF 63
2.1. Roche moutnnées, stoss ends, striaed and
polished surfaces 63
2.2. Construction of slip planes 72
2.2.1. Striaes and grooves 76
2.2.2. Crescentic markings 80
2.3. Lake hollows 84
2.4. Skerries relief 87
2.5. Fiords 88
2.6. Troughs 91
2.7. Kars and circuses 94
2.8. Cause of subsurface tectonic dislocation 94
2.9. Seismic activity of the Baltic Shield 98
2.10.On glacio-isostasy 99
Chapter 3. ORIGIN OF ACCUMULATIVE GLACIAL AND
GLACIOTECTONIC GROUPS OF RELIEF 103
3.1. Oses (eskers) 103
3.2. Drumlins 118
3.3. Moraine hill relief 123
3.4. Kames 125
3.5. Neotectonics of the East European and West
Siberian platforms 125
3.6. Dynamics of suture zones and movement of
tectonic breccia and plates along faults 128
3.7. Gdov dislocations 137
3.8. Vorotilovsky-Tonkovsky dislocations 144
3.9. End moraine formations 150
3.9.1. On tectonic factor and glacial fracturcs .. 158
3.10. On mechanism of marginal glacial formations 159
3.10.1. Marginal formations and salt structures 165
3.11. Erratic masses, dislocations 166
3.11.1. Mechanism of formation of
"glaciodislocations" and erratic masses 170
3.12. Ancient buried volleys 177
3.13. End moraine (marginal Udges) on the Baltic
Shield 181
3.14. Origin of some well-known glaciodislocation
erratic masses and marginal formations 184

Chapter 4. FORMATION OF BOULDER DEPOSITS AND PROCESS OF STREADING OF BOULDER MATERIAL 195
4.1. Basic (bottom) moraine on the Baltic Shield and composition of boulder material 195
4.2. Structural and textural characteristics of bottom moraine 200
4.3. On mechanism of formation of boulder deposits (Baltic Shield) 203
4.4. Water “moraine” and glacial-marine deposits 209
4.5. Varve clays 211
4.6. On nature of high density of moraine 213
4.7. Order of spreading of boulder material 214
4.8. Formation of cones of dejection of ore boulders ... 221
4.9. On the origin of moraine on the East European platform 226
4.9.1. On the fine fraction of moraine 226
4.9.2. On character of connection of coarse fraction of moraine with underlying rocks 228
4.10. Problem of origin of boulders of crystal rocks on the Russian platform 229
4.11. Composition of boulders and their sourceland 233
Chapter 5. PALEOGEOGRAPHICAL ASPECTS OF GLACIAL THEORY 257
5.1. Biogeographical data and glacial theory 257
5.2. On thermal steadyness and rate of degradation of glacial cover 262
5.3. Hypothesis on cause of glacial periods 267
5.4. On the Permian-Carbon glaciation 268
CONCLUSION 275
REFERENCES 280