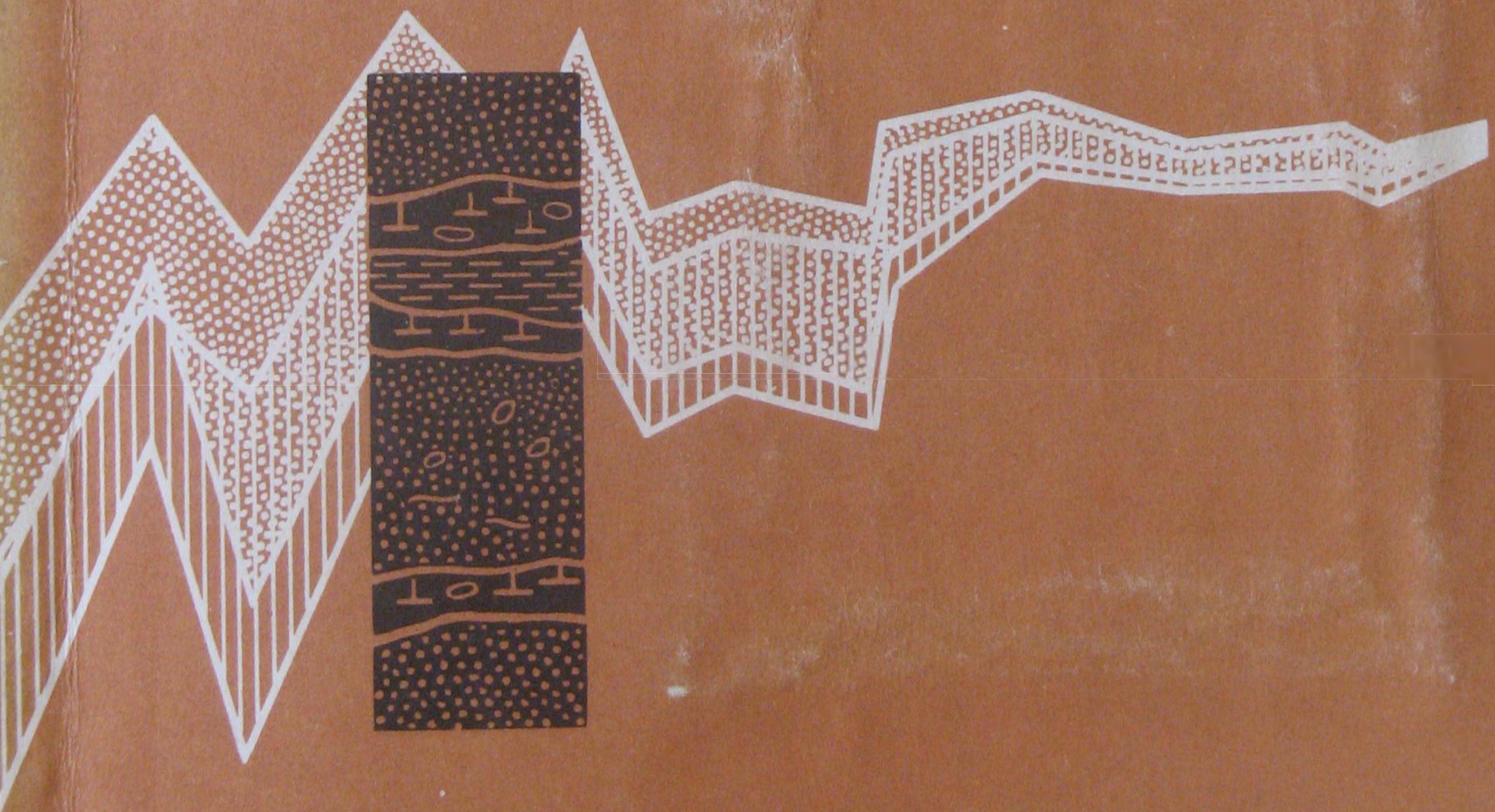
Б. И. КОШЕЧКИН

92587

ГОЛОЦЕНОВАЯ ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ЛЕНИНА КОЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ
им. С. М. КИРОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Б. И. КОШЕЧКИН

ГОЛОЦЕНОВАЯ ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

ЛЕНИНГРАД
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1979

УДК 551.24; 268.4

Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита.
К о ш е ч к и н Б. И. Л., „Наука", 1979, 158 с.

В книге изложены оригинальные результаты изучения деформаций древнебереговых образований поздне- и послеледниковых бассейнов на востоке Фенноскандии и дан анализ пространственных и временных закономерностей проявления молодых движений земной коры восточной части Балтийского щита. Лит. - 264 назв., ил. - 48, табл. - 9.

О т в е т с т в е н н ы й р е д а к т о р
доктор географических наук
Г. С. БИСКЭ

К $\frac{20802-532}{055(02)-79}$ 273.78.1904030000. © Издательство „Наука", 1979 г.

ВВЕДЕНИЕ

В процессе изучения новейших тектонических движений земной коры анализу позднеплейстоценовых движений отводится принципиально важная роль. Так, В.К.Гуделис, например, считает, что „наиболее доступными для изучения являются тектонические движения голо ена (поздне- и послеледниковья)", но, как пишет он далее, „вниз по геологической шкале времени такая возможность скачкообразно и сильно сокращается", и поэтому, по его мнению, стремления к количественному и даже качественному анализу новейших движений плейстоцена и неогена на современном уровне их геологической изученности и методики исследований продолжают оставаться в рамках поисков и субъективизма. На этом основании он предлагает „ограничиться составлением карт новейших тектонических движений для голоцена и отдельных его времен" (Гуделис, 1964, с.113).

Не разделяя в полной мере его убеждения в отношении преждевременности исследований движений новейшего тектонического этапа в целом, автор настоящего издания согласен с представлением о наибольшей перспективности изучения голоценовых движений как с позиции установления закономерностей проявления движений в пространстве и во времени и познания их природы, так и с позиции интересов практики геологических и инженерно-геологических работ.

Скандинавско-Кольский регион, охватывающий область Балтийского щита и подчиненные ему более поздние платформенные сооружения, стал территорией, на примере изучения которой еще в XVIII столетии сложились первые, глубоко диалектические по своей сущности представления о движениях земной коры как неотъемлемой части общего процесса эволюции Земли. Этому способствовал ряд особенностей региона, а именно:

1) принадлежность большей его части области щита, где в силу ограниченного развития осадочного чехла на уровне современного эрозионного среза распространены образования кристаллического фундамента, непосредственно реагирующие на изменения тектонического режима;

2) геологически недавняя приуроченность к этой территории Скандинавского ледникового щита, эволюция которого вызвала значительные по амплитудам погружения и компенсационные поднятия земной коры;

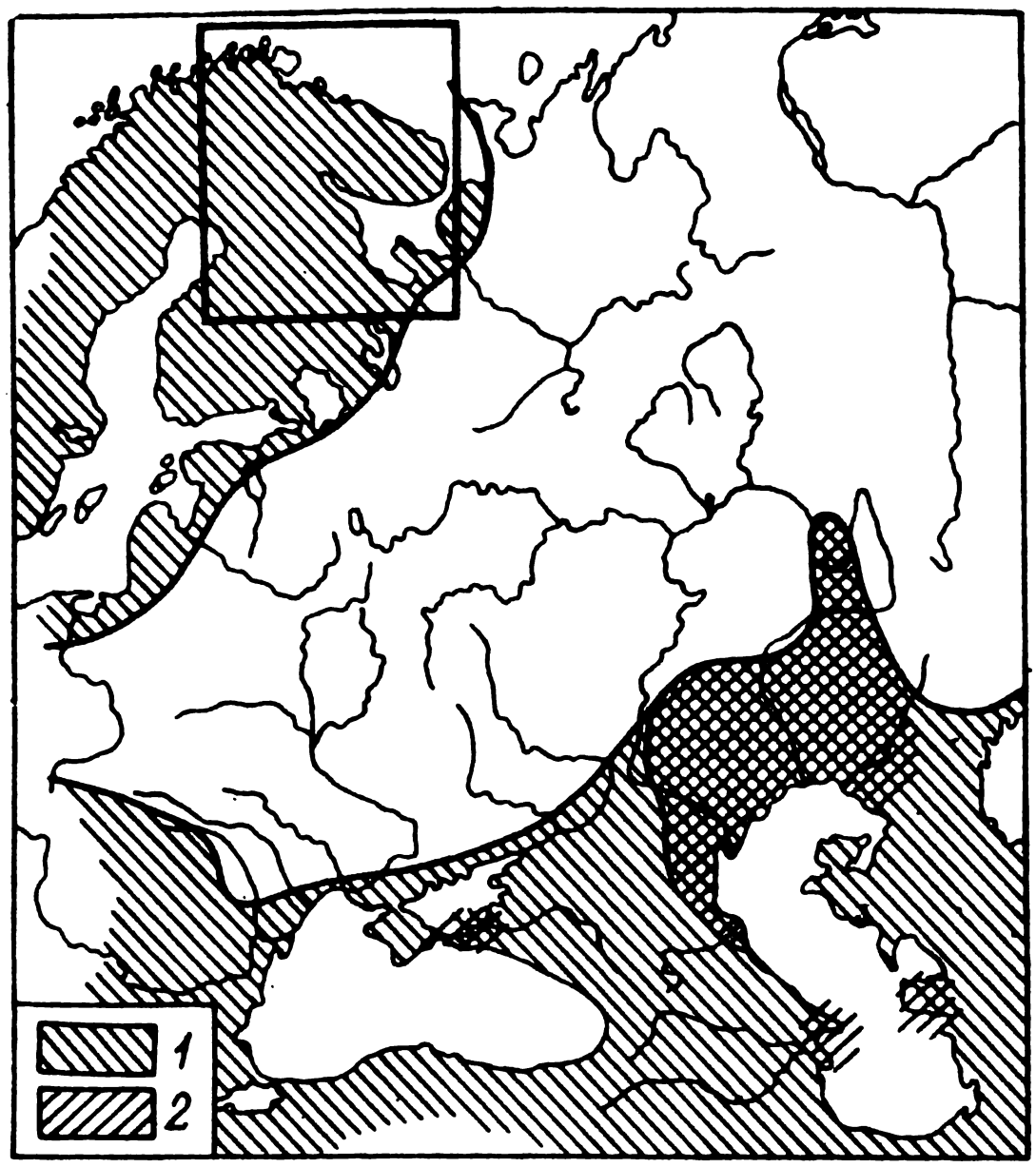


Рис. 1. Положение исследованного региона в общей схеме районов, где необходимо учитывать новейшие движения при проектировании и строительстве инженерных сооружений (Николаев, 1949).

1 – области проявления новейших движений значительных скоростей;
2 – области развития движений,связанных с локальными структурами.

3) широкое развитие по его периферии следов деятельности позднe–послеледниковых морских и приледниковых бассейнов, береговые образования которых являются надежными реперными уровнями, а анализ их высотного положения дает возможность оценить молодые деформации земной коры.

Перечисленные особенности Скандинавско–Кольского региона обеспечивают ему исключительную роль с точки зрения установления пространственных и временных закономерностей проявления молодых движений земной коры и выявления их природы.

Ставшие классическими, исследования В.Рамсея, В.Таннера, Э.Хюппя М.А.Лавровой, А.А.Полканова, Г.И.Горецкого, Н.И.Николаева послужили общей основой для оценки возраста древнебереговых образований и тектонической интерпретации данных об их высотах. Задачей же настоящей работы явилось установление характера общей схемы проявления позднеплейстоценовых и голоценовых движений земной коры восточной (Советской) части Балтийского щита на базе широкого регионального изучения береговых линий позднe–послеледниковых бассейнов. Такая задача, помимо теоретического,

имеет и большой практический интерес, ибо учет амплитуд поднятия и тенденций геологического развития приобретает все большую необходимость при проектировании и строительстве долговременных инженерных сооружений – плотин, молов, крупных дорог и мостов (рис. 1), что особенно важно для Мурманской области, где в больших масштабах ведутся гидротехническое и транспортное строительство и горные работы.

В основу работы положены личные исследования автора на территории Мурманской и Архангельской областей и северной части Карельской АССР, выполненные в 1962–1975 гг. в лаборатории аэрометодов НПО „Аэрогеология" и Лаборатории геоморфологии и геологии антропогена Геологического института ордена Ленина Кольского филиала АН СССР им. С. М. Кирова.

Автор признателен своим коллегам – А. Д. Арманду, Н. Н. Арманд, Л. Я. Каган (Самсоновой), А. Л. Кудлаевой, Р. М. Лебедевой, А. А. Никонову, Г. С. Рубинрауту, С. А. Стрелкову – за помощь на различных этапах ведения исследований. Особую благодарность автор приносит В. Я. Евзерову, ознакомившемуся с текстом настоящей работы в рукописи и сделавшему ряд ценных замечаний.

Большое значение для автора имели творческое обсуждение и плодотворные дискуссии по различным аспектам проблемы с Н. И. Апухтиным, Г. С. Бискэ, М. Г. Гросвальдом, В. Д. Дибнером, Э. И. Девятовой, А. Д. Лукашовым, Г. Д. Панасенко, А. В. Раукасом, Б. Н. Можаевым, Е. Н. Невесским, Г. Ц. Лаком и др. С чувством глубокой признательности автор вспоминает своего учителя – проф. М. А. Лаврову, – многие идеи которой нашли дальнейшее развитие и в данной работе.

Глава I

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ БЕРЕГОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПОЗДНЕ-ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ МОРСКИХ БАССЕЙНОВ НА ВОСТОКЕ ФЕННОСКАНДИИ И РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГОЛОЦЕНОВЫХ ДВИЖЕНИЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ВОСТОКЕ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Детальному обзору изученности древнебереговых образований в рамках важнейших периодов геологической изученности Балтийского щита, а также общему анализу развития представлений о характере молодых движений земной коры на востоке Фенноскандии, посвящен ряд ранее опубликованных работ (Кошечкин, 1968а, 1971б, 1972д, 1973б). Поэтому здесь ограничимся лишь кратким рассмотрением наиболее принципиальных моментов развития взглядов на характер и природу движений земной коры на востоке Фенноскандии, находившихся в прямой зависимости от степени изученности береговых образований омывавших ее морских бассейнов.

С появлением в XVIII столетии в Скандинавии глубоко диалектического по своей сущности представления об изменчивости положения береговой линии моря следы древней деятельности моря стали неизменным объектом внимания исследователей-натуралистов и моряков. На побережьях Кольского п-ва наиболее ранние исследования такого рода были проведены в 1772 г. академиком И.И.Лепехиным, а позднее - В.Бетлингом (Boehtlingk, 1840) и А.Миддендорфом (Middendorf, 1860). В качестве признака поднятия суши морские террасы и береговые валы на побережье Мурмана описывались также в ходе гидрографических работ Ф.П.Литке (1828) и М.Ф.Рейнеке (1850).

Первые систематические наблюдения над береговыми линиями на востоке Фенноскандии принадлежат В.Рамсею. Исходя из общего облика террас, их изменений под влиянием последующей эрозии, Рамсей выделил на Кольском п-ве три этапа поднятия и соответствующие этим этапам береговые линии. К первому этапу, предшествовавшему во времени последнему оледенению, он отнес линии I_λ, I_β и I_γ - наиболее высокие террасы, развитые на п-ве Рыбачьем и на побережье Мурмана. Ко второму этапу, связываемому им

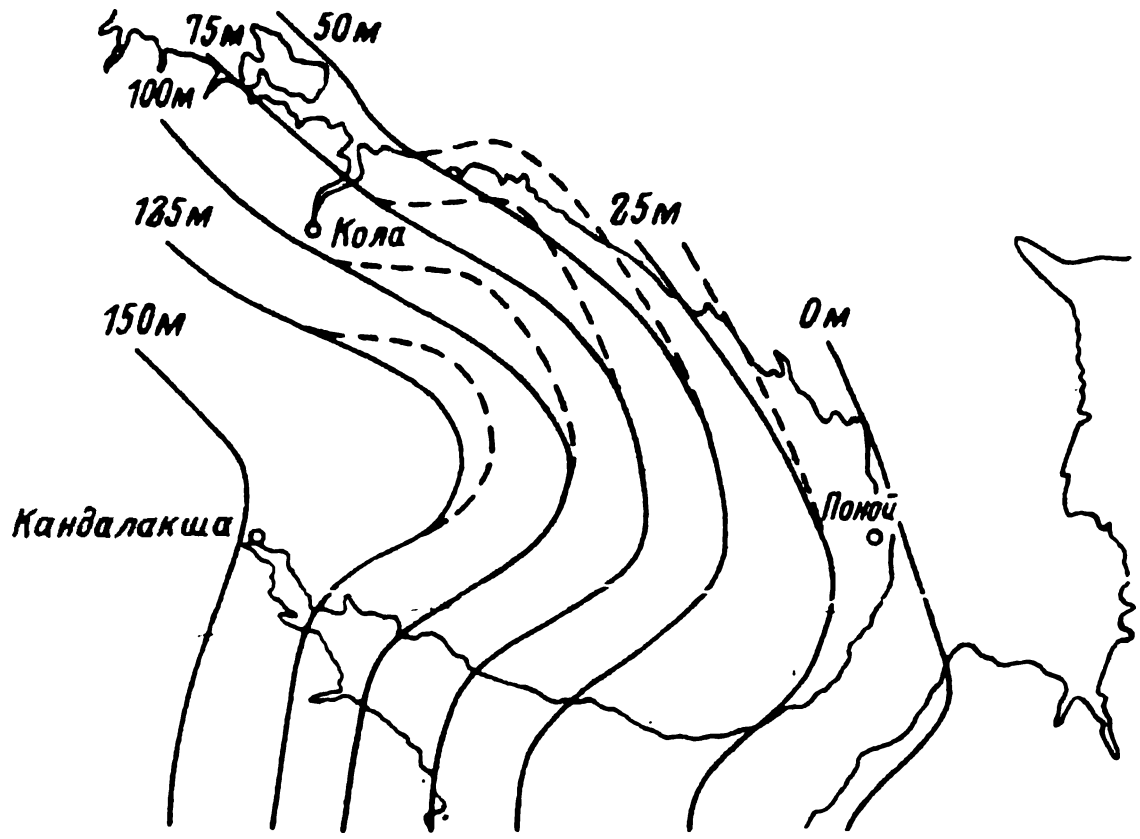


Рис. 2. Схема изобаз позднеледникового поднятия земной коры на востоке Фенноскандии (Ramsay, 1898).

с исчезновением льдов и развитием позднеледниковой трансгрессии, Рамсей отнес линию I_β. Наконец, с последним значительным этапом поднятия послеледникового времени он связал формирование линии II_A (Ramsay,1898).

В итоге анализа сравнительно ограниченных в количественном отношении данных о высотах береговых линий Рамсей опубликовал первую для рассматриваемого региона схему изобаз поднятия земной коры (рис. 2). На этой схеме изобазы в плане близки очертанию самого Кольского п-ва, а внутри него - несколько отклонены к востоку. Амплитуды позднеледникового поднятия увеличиваются от нуля в пределах восточной окраины полуострова до 150 м в вершине Кандалакшского з алива.

В упомянутой работе, как и в более поздних, в трактовке природы молодых движений земной коры Рамсей следовал представлениям Де-Геера (De-Geer, 1890) и Хегбома (Högbom, 1913) о сводовом гляциоизостатическом поднятии земной коры в пределах Фенноскандии, имевшем максимум в вершине Ботнического залива.

Значительно более широкие исследования береговых образований поздне-послеледниковых морей в пределах северного побережья Скандинавии и Кольского п-ва были осуществлены В. Таннером (Tanner, 1906–1907, 1930 и др.). В ранней из указанных работ, посвященной береговым линиям побережья Варангер-фиорда, Таннер пересмотрел вопрос о возрасте выделенных Рамсеем береговых линий I_λ, I_β и I_γ, отнеся их к началу позднеледникового времени. Тогда же Таннер опубликовал карты изобаз позднеледникового (по линии I_β) и послеледникового (по линии II_A) поднятий в пределах этого района. В более поздней из названных работ Таннер обобщил весь накопленный материал наблюдений над высотами древнебереговых линий, сведя его также на „эпейрогеническом" спектре, на ко-

тором нашло отражение высотное положение 35 выделенных им уровней. Наиболее отчетливо выраженные уровни были приняты в качестве руководящих, соответствующих максимально высокому положению уровня моря, достигавшему в периоды развития трансгрессий портляндия, фолас, тапес I и II, тривия и острея, выделенных на севере Норвегии по палеонтологическим данным П. Эйеном (Øyen, 1914).

Следуя выдвинутому ранее „закону гомотаксии", Таннер полагал, что выделенные им береговые уровни трансгрессивной природы были сформированы в ходе эвстатически обусловленных положительных перемещений береговой линии, синхронно протекавших в пределах всего Мирового океана. Другие, „дополнительные" уровни формировались в ходе разделявших периоды трансгрессий регрессивных фаз. В соответствии с продолжавшими господствовать представлениями о гляциоизостатической природе поднятия Фенноскандии Таннер поддерживал взгляд о равномерном сводовом характере поднятия, отметив наличие „дисгармоничных" движений в зоне сочленения собственно Кольского п-ва с п-вами Рыбачьим и Средним. Исследования В. Таннера положили начало систематическому изучению морских террас в долинах Финмарка и Кольского п-ва. В 30-50-х годах текущего столетия изучение береговых линий, почти всегда сопровождавшееся построением и анализом спектров береговых линий, было проведено в депрессиях Восточного Финмаркена (Marthinussen, 1945), в долинах Паза (Бискэ, 1946, и др.), Печенги (Hausen, 1925; Бискэ, 1946, и др.), Западной Лицы (Зенкович, 1938), в депрессии Кольского залива и долинах Туломы и Колы (Полканов, 1937; Горецкий, 1941; Лаврова, 1947), в долинах рек Терского берега (Введенский, 1934; Рихтер, 1936), Нивы (Рихтер, 1933; Лаврова, 1947), на юго-западе Кольского п-ва (Эпштейн, 1934, 1941; Апухтин, 1956), в Северной Карелии (Яковлева, 1933; Яковлев, 1934; Земляков, 1936; Горецкий, 1951) и Южном Беломорье (Лаврова, 1931; 1933; Животовская, 1960). Краткие итоги изучения молодых движений земной коры в этот период подведены М. А. Лавровой в монографии по четвертичной геологии Кольского п-ва (1960). Основные ее положения по этому вопросу сводятся к тому, что Балтийский щит, находящийся в состоянии устойчивого поднятия, в антропогене под действием ледовой нагрузки временно терял способность к восходящему движению. В периоды его освобождения ото льда развивались компенсационные восходящие движения, в результате которых поднятие получило куполовидный характер. При этом неравномерность отмирания ледникового покрова создавала условия для разнородной скорости эпейрогенического поднятия, что обусловило местные напряжения в литосфере, подновление древних разломов и дифференцированные движения отдельных глыб.

В последующем ходе накопления материалов о деформациях береговых линий было установлено, что последние имеют гораздо более широкое распространение, нежели это предполагалось ранее. Зоны смещений береговых уровней были обнаружены в долинах рек

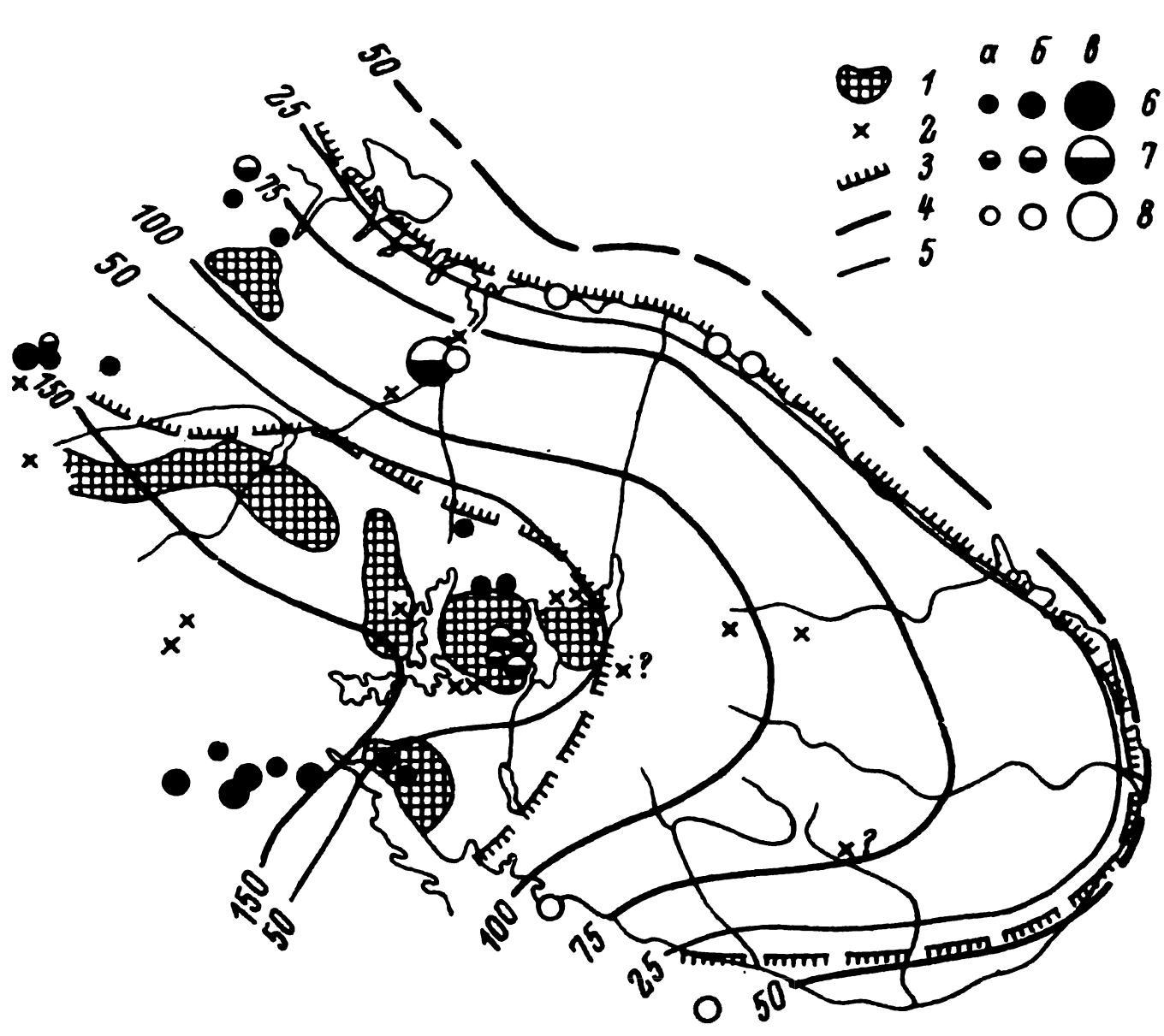


Рис. 3. Карта голоценового поднятия, распространения доледниковой коры выветривания и расположения эпицентров землетрясений на Кольском полуострове (Никонов, 1967).

1 – горные массивы; 2 – места находок доледниковой коры выветривания; 3 – флексурные линии позднеледникового возраста, разделяющие пояса поднятий разной интенсивности; 4 – изобазы позднеледникового (бассейн портляндия) поднятия; 5 – изобазы послеледникового (бассейн тапес) поднятия; 6–8 – эпицентры землетрясений, определенные с разной точностью (6 – T>25 км, 7 – T>50 км, 8 – T>100 км) и магнитудой (а – M<3, б – 5 > M > 3, в – M > >5).

Ноты (Кошечкин, 1964а) и Лотты (Никонов, 1964а). Отчетливые деформации озерных террас были выявлены на берегах озер Иманд-ра (Рихтер, 1933), Умбозера (Арманд, 1959, 1960) и Ловозера (Граве, Евзеров, 1963), по периферии Хибинских и Ловозерских тундр и в Верхне-Понойской впадине (Арманд А.Д. и Н.Н., 1966). Определенные признаки локального поднятия зафиксированы в Сальных (Никонов, 1964б), Кандалакшских и Колвицких тундрах (Арманд, Самсонова, 1969). Большое число примеров смещений озерных и речных террас в плоскости новейших разломов установлено для различных районов Карелии (Бискэ, Лак, Лукашов, 1966; Лукашов, Лак, 1969; Бискэ, Лак, Лукашов, Горюнова, Ильин, 1971 и др.).

При оценке природы и характера локальных движений земной коры на востоке Фенноскандии особая позиция была занята М. Саурамо (Sauramo, 1955 и др.), полагавшего, что скорости и гради-

енты поднятия Фенноскандии увеличиваются к ее центру неравномерно, план поднятия осложнен наличием „шарнирных линий", под которыми этот исследователь понимал флексурообразные перегибы береговых линий, обусловленные неравномерным ходом дегляциации. Применительно к рассматриваемому региону эти взгляды М. Саурамо получили развитие в работах А. А. Никонова (1964а, 1967), предположившего приуроченность к территории Кольского п-ва двух таких линий (рис. 3). Однако, обсуждая изложенные представления М. Саурамо, Н. И. Николаев (1966а, 1966б) справедливо указал, что флексурообразные перегибы на территории Фенноскандии в действительности могут быть связаны не с особенностями дегляциации, а отражать блоковый характер новейших тектонических движений на протяжении всего этапа их проявления.

Следует вообще подчеркнуть, что схема Де-Геера-Хегбома как универсальная для поднятия Фенноскандии все более теряет свое значение. В числе ее недостатков Н. И. Николаев (Николаев, 1966а, б; Николаев и др., 1967) отмечает исключительное признание ее авторами изостатической природы движений, недоучет закономерностей в проявлении неотектонических и современных движений, а также противоречия, возникшие в связи с детализацией представлений о палеогеографическом развитии Севера Европы в антропогене. Критическое отношение к этой схеме, помимо Н. И. Николаева, высказали Э. Нильсон (Nilsson, 1953), Г. Лундквист (Lundquist, 1963), И. Доннер (Donner, 1969), Г. С. Бискэ (1970) и др.

Если сложность, дифференцированность характера плана поднятия Фенноскандии в поздне-послеледниковое время уже не вызывает сомнений, то изменчивость темпа движений во времени в зависимости от влияния собственно тектонических факторов и возможного влияния эффекта изостазии требует более глубокого анализа. Принципиальную определенность в рассмотрении этой проблемы внесли упомянутые выше работы Н. И. Николаева, показавшего, что в течение различных временных этапов поздне-послеледниковья природа движений земной коры в пределах Фенноскандии была различна. На опубликованных им эпюрах скоростей поднятия показаны соотношения во времени интенсивности неотектонических и гляциоизостатических движений в условиях различных элементов геоструктуры Северной Атлантики и области Балтийского щита.

Наряду с этим ряд зарубежных (Marthinussen, 1962; Andersen, 1968) и советских (Арманд, Самсонова, 1969) исследователей, анализируя во времени ход перемещения береговой линии в различных районах побережий востока Фенноскандии, пришли к выводу о том, что в течение последних 12 тыс. лет на фоне эвстатического поднятия уровня океана береговая линия испытывала устойчивое отрицательное перемещение, явившееся результатом протекающего с убывающей скоростью поднятия земной коры. К тому же выводу пришли А. Ф. Грачев и П. М. Долуханов (1969, 1970), проанализировавшие большое число кривых послеледникового поднятия, построенных по многочисленным результатам радиоуглеродных определений

возраста морских осадков в различных районах Фенноскандии. Эти данные, по свидетельству исследователей, говорят в пользу гляциоизостатической природы послеледниковых движений земной коры.

Как известно, наличие связи между ходом дегляциации и интенсивностью поднятия земной коры в условиях Балтийского и Лаврентьевского ледниковых щитов послужило основой для установления между этими явлениями определенных математических зависимостей (Grønlie, 1941; Andrews, 1968; Andrews et al., 1971). Следует указать, что рост числа работ, характеризующих древнебереговые образования на востоке Фенноскандии, не уменьшил существующих противоречий в оценке распространения и возраста последних, а также в интерпретации имеющихся материалов в целях реконструкции хода перемещения береговой линии в течение конца верхнего плейстоцена-голоцена. Так, заключение В. Таннера о распространении позднеледникового моря в верхнюю часть долины р. Паз вплоть до оз. Инари вызвало сомнения С. Ф. Бискэ, указавшего на отсутствие доказательств морской природы наиболее высоких береговых линий в долине реки. В противоположность В. Таннеру, выделявшему образования трансгрессии портляндия в долинах Печенги и Паза, Г. И. Горецкий пришел к выводу о регрессивной природе соответствующих береговых линий. Представление о раннеголоценовой трансгрессии (трансгрессия фолас в Скандинавии), развивавшееся В. Таннером, А. А. Полкановым, Г. И. Горецким, М. А. Лавровой и А. А. Никоновым, вошли в противоречие с данными М. Мартинуссена (Marthinussen, 1962), согласно которому в это время уровень моря в Финмаркене был наиболее низким в течение всего голоцена.

Наиболее противоречивыми были представления о возрасте береговых линий и позднечетвертичной истории Белого моря. Так, в 1939 г. М.А. Лаврова, характеризуя береговые образования на юге Кольского п-ва, отметила, что здесь „верхние абразионные уровни не дают ясной картины постоянно возрастающего поднятия по направлению на запад, а также не имеют аналогов на северном берегу Кольского полуострова" (Лаврова, 1939, с.6). Однако в более поздней работе (Лаврова, 1960) ею проведена полная синхронизация береговых линий Баренцева и Белого морей, а для южного побережья Кольского п-ва указаны высоты этих линий начиная с уровней бассейна портляндия. Охарактеризованные противоречия в оценке возраста преимущественно наиболее высоко расположенных морских уровней породили дискуссии о проникновении позднеледникового моря в бассейны озер Инари и Имандра и, наконец, о Беломоро-Балтийском позднеледниковом соединении.

Причиной отмеченных расхождений во мнениях по важнейшим моментам позднеледниковой истории востока Фенноскандии является недостаточная изученность образований на востоке области, а также, во многих случаях, отсутствие данных в обосновании их возраста. Отсюда же проистекает в определенной мере произвольная рисовка изобаз поздне-послеледникового поднятия и весьма мало обоснованная тектоническая интерпретация этих материалов. Задаче

более углубленного изучения древнебереговых образований с привлечением широкого комплекса стратиграфических и хронологических методов отвечали выполненные за последние годы исследования береговых образований на крайнем северо-западе региона (Synge, 1969; Киселев и др., 1974; Marthinussen, 1974) в пределах Мурманского, Терского и Кандалакшского побережий Кольского п-ва (Кошечкин, Кудлаева и др., 1971; Кошечкин, Каган и др., 1973), на севере Карелии (Девятова, Лийва, 1971) и на западе Архангельской области (Кошечкин, Девятова и др., 1977).

Обобщение новых данных о распространении, возрасте и высотном положении береговых образований поздне-послеледниковых морских бассейнов открывает возможность однозначного решения многих из числа упомянутых выше проблем палеогеографии региона и обеспечивает перспективы получения характеристик региональных и локально проявившихся движений земной коры, оценки их природы и анализа изменений в интенсивности проявления движений различной природы во времени.

Г л а в а II

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

В строении земной коры на востоке Фенноскандии принимают участие два резко различающихся по составу, возрасту и свойствам геологических комплекса: кристаллический фундамент, представленный сильно метаморфизованными магматическими и осадочными породами архея, раннего и среднего протерозоя, и платформенный чехол, сформированный осадочными и эффузивно-осадочными породами верхнего протерозоя и палеозоя, продуктами выветривания докембрийских и фанерозойских образований и четвертичными морскими и континентальными отложениями (Сидоренко, 1960).

В качестве основы для последующего анализа пространственных закономерностей проявления молодых движений земной коры и выяснения их природы должны быть кратко рассмотрены данные о глубинном строении земной коры, черты структурного плана кристаллического фундамента и осадочного чехла, а также особенности проявлений новейших и современных движений земной коры и ее сейсмичности.

Элементы глубинного строения земной коры

По существующим представлениям, земная кора восточной части Балтийского щита является корой континентального типа с уменьшенной мощностью ее „гранитного" слоя. Она имеет блоковое строение. Мощность блоков на западе региона составляет 40 км и сокращается к периферии щита до 30 км. Максимальная амплитуда изменения мощности достигает 12 км (Цирульникова и др., 1968; Перевозчикова и др., 1974).

На основании установленных изменений мощности земной коры на территории щита выделяется несколько основных блоков, фрагменты трех из которых - саамо-карельского (30-38 км), свекофеннского (38-43 км) и каледонского (более 50 км) - составляют

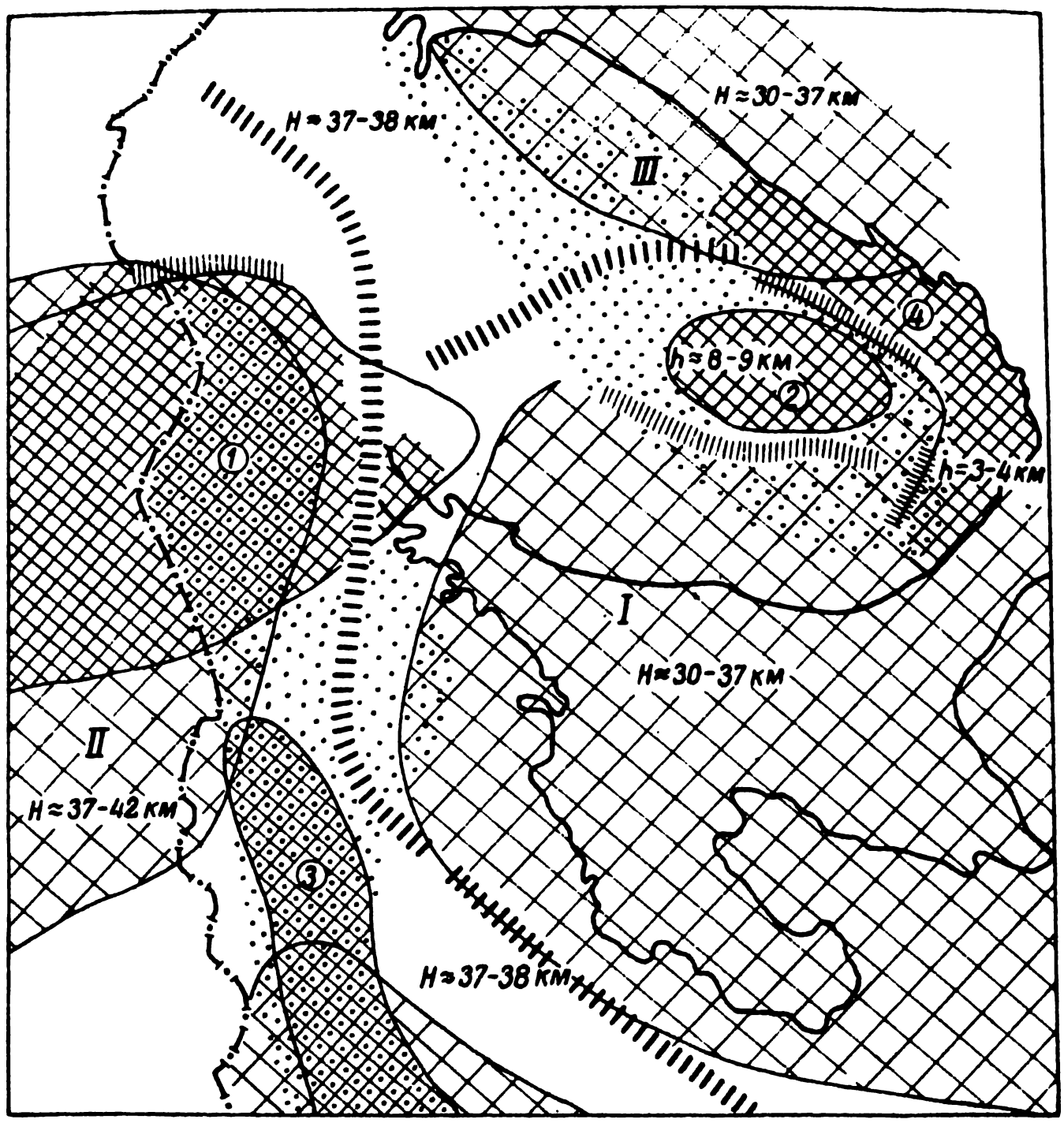


Рис. 4. Схема глубинного строения северо-восточной части Балтийского щита (Цирульникова и др., 1968).

I–III – региональные блоки земной коры (I – Беломорский, II – Ботнический, III – Мурманский); 1–4 – блоки с различной мощностью „гранитного" слоя (1 – Северокарельский, 2 – Кейвский, 3 – Западнокарельский, 4 – Восточнокольский). Ш т р и х о в о й п о л о с о й обозначены зоны сочленения блоков, к р а п о м – области проявления процессов гранитизации.

главные элементы глубинной структуры земной коры рассматриваемой части Балтийского щита (Шустова и др., 1973). В пределах входящих в границы рассматриваемого региона частей саамо-карельского и свекофеннского блоков выделяются также региональные глубинные структуры более низкого порядка.

Как видно на рис.4, выделяется несколько таких региональных блоков различной мощности. Наиболее крупными из них являются наименьший по мощности (30–37 км) Беломорский блок (I) и Ботнический блок (II), имеющий мощность 37–42 км. На севере намечается Мурманский (Кольский) блок (III), мощность которого достигает 30–37 км. Бóльшая его часть располагается в границах акватории Баренцева моря.

Зоны сочленения основных (региональных) блоков земной коры характеризуются наибольшими градиентами ее мощности и по комплексу геофизических данных рассматриваются в качестве глубинных разломов до поверхности Мохоровичича. В пределах рассматриваемого региона положение наиболее крупного глубинного разлома намечается приблизительно по границе материковой и собственно полуостровной частей Кольского п-ва. На северо-западе положение зоны глубинного разлома соответствует линии гора Порьиташ-гора Кучин-тундра-гора Гремяха-Вырмес. Затем разлом принимает направление, близкое субмеридиональному, соответствующему направлению Главного хребта, и прослеживается на юг в пределы Северной Карелии. Не достигая широты оз.Нижнее Куйто, он вновь приобретает северо-западную ориентировку, простираясь субпараллельно побережью Онежского залива и ограничивая Беломорский региональный блок с юго-запада. Другой глубинный разлом, достигающий поверхности Мохоровичича, устанавливается в границах Хибинских и Ловозерских тундр и прослеживается далее в восток-северо-восточном (до оз.Лявозеро), а затем - в широтном направлении.

Особое положение в структуре глубинных горизонтов земной коры рассматриваемой части Балтийского щита занимает сопровождаемый обширной зоной интенсивных отрицательных аномалий поля Δg Ботническо-Кандалакшский глубинный прогиб (Шустова, 1963б). Последний характеризуется повышенными по отношению к смежным районам мощностями земной коры.

Для верхних горизонтов земной коры характерна еще более высокая степень дифференциации. На глубинах порядка 15 км в строении каждого из рассмотренных выше блоков выделяется большое число подчиненных им блоков более низкого порядка, разделенных зонами глубинных разломов (рис.5).

На основании трансформированного гравитационного и магнитного полей устанавливаются некоторые особенности строения „гранитного" слоя. Здесь выделяются блоки с увеличенной (7-10 км) и уменьшенной (3-4 км) мощностью относительно среднего ее значения (6 км). Наиболее крупный блок с увеличенной мощностью „гранитного" слоя (до 9-10 км) расположен на юго-западе Кольского п-ва и на севере Карелии (рис.4, 1). Блок меньших размеров с мощностью „гранитного" слоя 8-9 км соответствует по своему положению северной половине полуостровной части Кольского п-ва(2). Частично в пределах рассматриваемого региона располагается блок с повышенной мощностью „гранитного" слоя (до 7-8 км), занимающий Западную Карелию (3). Блоку пониженной мощности земной коры (до 3-4 км) соответствуют северо-восточная и восточная части Кольского п-ва (4).

Блоки с повышенной и пониженной мощностью „гранитного" слоя во многих случаях, в свою очередь, разграничены глубинными разломами до поверхности „гранулито-базитового" слоя. Юго-западный блок (1) ограничен таким разломом с севера. Глубинные разломы до „гранулито-базитового" слоя ограничивают блок 2 с севера и с

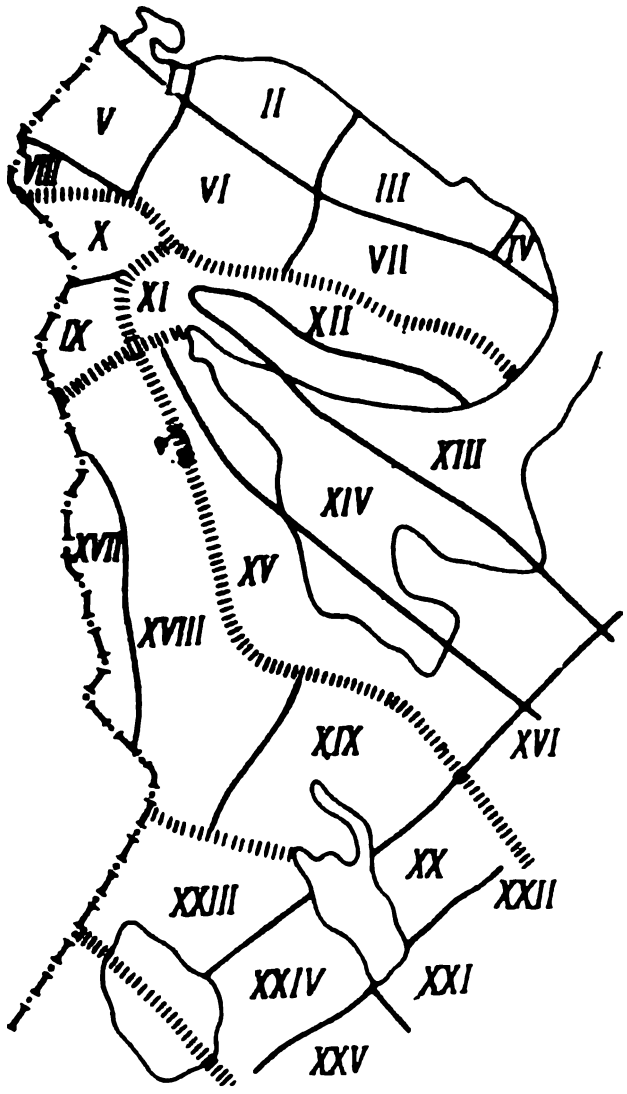


Рис. 5. Схема глубинных блоков земной коры восточной и юго-восточной частей Балтийского щита (Земная кора..., 1977).

I–VIII – Кольский мегаблок (блоки: I – Титовский, II – Териберский, III – Иокангский, IV – Качковский, V – Западнокольский, VI – Центральнокольский, VII – Кейвский, VIII – Сально-тундровский); IX–XI – Ботнический мегаблок (блоки: IX – Куолаярвинский, X – Чалмозерский, XI – Толвандский); XII–XVI – Беломорский мегаблок (блоки: XII – Варзугский, XIII – Терский, XIV – Соловецкий (Кемский), XV – Выгозерский, XVI – Кожозерский); XVII–XXII – Карельский мегаблок (блоки: XVII – Вейницкий, XVIII – Центральнокарельский, XIX – Онежский, XX – Водлозерский, XXI – Белозерский, XXII – Воже-лачский); XXIII –XXVI – Ладожский мегаблок (блоки: XXIII – Приладожский, XXIV – Олонецкий, XXV – Тихвинский, XXVI – Выборгский).

юга. Такого же рода глубинный разлом ограничивает с запада блок пониженной мощности „гранитного" слоя (4) на северо-востоке Кольского п-ва.

По представлениям исследователей глубинного строения Балтийского щита, участки увеличенной мощности „гранитного" слоя соответствуют областям разуплотнения и повышенной магнитности пород, обусловленными процессами гранитизации. Участки пониженной мощности „гранитного" слоя в ряде случаев отвечают областям подъема фронта основных пород (базификации).

Следует указать, что помимо отмеченных выше региональных глубинных разломов, отвечающих зонам сочленения блоков земной коры и повышенной или пониженной мощности „гранитного" слоя, фиксированных аномалиями геофизических полей , выявляется большое число разломов, обнаруживаемых на профилях глубинного сейсмического зондирования. На основании сопоставления разрезов коры Баренцева моря и щита намечен разлом в пределах Мурманского побережья. По нарушениям в корреляции сейсмических границ выделен субширотный разлом южного падения в районе оз.Ньяскюкка-ярви. В пределах Печенгского синклинория установлены разломы в пределах северной структурной подзоны и срезающий синклинорий с юга, в районе горы Порьиташ (Литвиненко, 1968). В восточной части Кольского п-ва по нарушению корреляции сейсмических границ выделяются глубинные разломы запад-северо-западного простирания, которым соответствуют северные и южные границы Кейвского

(Литвиненко, Анкудинов и др., 1968) и Имандра-Варзугского (Литвиненко, Платоненкова и др., 1968) синклинориев.

Основные черты древнего структурного плана

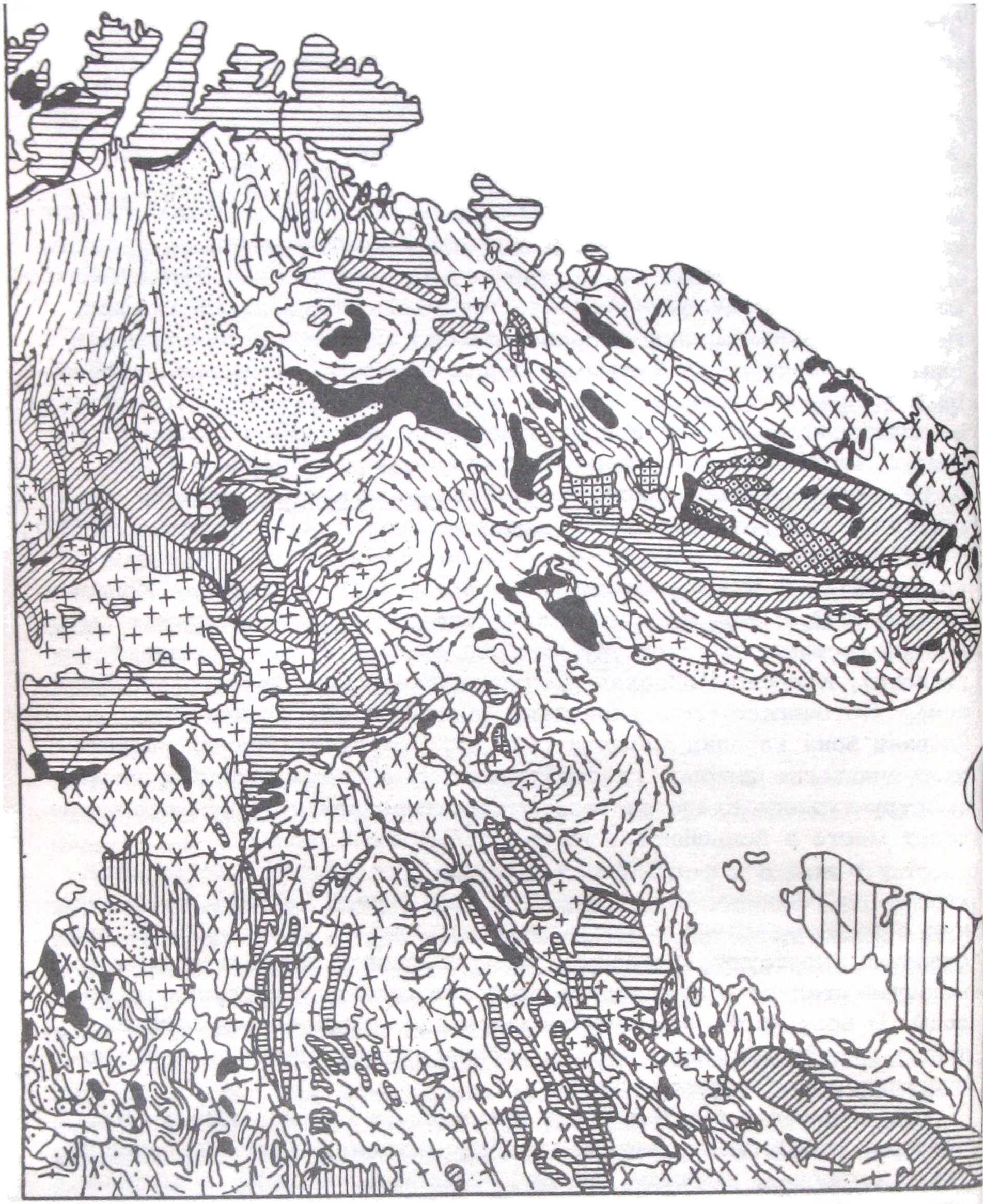
По своей геоструктурной позиции рассматриваемый регион является частью обширной области распространения кристаллических, главным образом докембрийских пород, участвующих в строении Балтийского щита. Область преимущественного распространения докембрийских кристаллических пород с запада и севера ограничена складчатыми толщами каледонид, а с востока и юго-востока - недислоцированными породами палеозоя Русской платформы. Эта граница соответствует положению сегмента кольцеобразной геофлексуры по линии Горло Белого моря-Онежское озеро-Ладожское озеро (Полканов, 1955).

Структурный план кристаллического фундамента. С учетом схем тектонического районирования, предложенных А.А.Полкановым (1939) Л.Я.Харитоновым (1958, 1966), А.А.Полкановым, К.О.Кратцем и др. (1964) и В.А.Перевозчиковой и др. (1974), в пределах Кольского п-ва и Северной Карелии в качестве основных структурных элементов рассматриваются: Мурманский и Беломорский массивы (мегаблоки), Кольско-Кейвская, Центральнокольская, Печенгско-Варзугская, Нотозерско-Стрельнинская, Лапландско-Колвицкая зоны и Главная зона карелид Карелии (рис. 6). При существенных различиях в трактовке истории геологического развития названные элементы структурного плана по своему пространственному положению находят место в большинстве из указанных выше схем.

М у р м а н с к и й м а с с и в представляет собой антиклинорную геологическую структуру (срединный массив), ограниченную с северо-востока и юго-запада глубинными разломами. В его строении участвуют древнейшие гранито-гнейсы и гранитоиды и в меньшей степени - нижнепротерозойские гнейсы и интрузивные породы. В восточной части массива архейско-нижнепротерозойские толщи трансгрессивно перекрыты среднепротерозойскими осадочно-вулканогенными образованиями.

Ц е н т р а л ь н о к о л ь с к а я з о н а также представляет собой блокированные, глубоко эродированные антиклинорные сооружения, имеющие купольно-глыбовое строение, в котором принимают участие образования архейского и протерозойского комплексов. В качестве структур более низких порядков в пределах зоны выделяются Титовский, Чудзьяврский и Понойский блоки.

Н о т о з е р с к о - Т е р с к а я з о н а, также антиклинорного строения, представлена блокированными, глубоко эродированными структурами, в строении которых участвуют образования архейского и нижнепротерозойского возраста. В качестве самостоятельных структур более низких порядков в пределах зоны выделяются Нотозерский и Терский блоки.


I
1
2
3
4
II
1
2
3
4
5
6
7
а
б
8
а
б
9
а
III
а
1
б
2
IV
1
2
3
V
VI

Кольско-Кейвская зона включает собственно Кейвский синклинорный блок, сложенный раннепротерозойскими породами, подразделяющийся на ряд синклинальных структур более низких порядков и менее определенно выделяющуюся Воронье-Колмозерскую структуру, образующие в совокупности синклинорную зону нижнего протерозоя.

Лапландско-Колвицкая зона представляет собой синклинорную структуру, сформированную в раннем протерозое. Эту зону характеризуют интенсивные проявления основного магматизма. Наиболее крупными входящими в нее структурами являются Лапландский и Колвицкий блоки.

Печенгско-Варзугская зона, также синклинорного строения, представляет область среднепротерозойских прогибов, выполненных основными вулканитами и подчиненными им осадками. Наиболее крупными фрагментами этой зоны являются Печенгский синклинорий и Имандра-Варзугский грабен-синклинорий, а также ряд более мелких структур на их простирании. Современные тектонические границы этих структур связаны с блоковыми движениями, завершившими карельский орогенез.

Беломорский массив представляет собой антиклинорий, граничащий на севере с Лапландско-Колвицкой зоной, а на юге - с главной зоной карелид Карелии. В пределах массива выделяются структуры более низких порядков: Кандалакшский антиклинорий, Енско-Лоухский синклинорий и Ковдозерско-Тикшозерский антиклинорий. Частично в его пределы входят фрагменты расположенной западнее Восточно-Финляндской синклинорной зоны.

Рис. 6. Схема геологического строения восточной части Фенноскандии (Харитонов, 1962).

I - каледониды (1 - докембрийские отложения, 2 - палеозой, 3 - основные интрузии, 4 - щелочные интрузии - герцинские и каледонские); II - карелиды (1 - гнейсы и гранитогнейсы; 2 - супракрустальные образования гимольской, бергуальской и других серий; 3 - ранние микроклиновые граниты; 4 - нерасчлененные супракрустальные образования парандовской, кейвской, лапонийской, сегозерской и других серий; 5 - сегозерская и онежская серии; 6 - калевийские, ладожские и сопоставляемые с ними серии; 7 - поздние карельские гранитоиды: а - позднеорогенные, б - синорогенные; 8 - посторогенные карельские гранитоиды: а - щелочные граниты, б - рапакиви; 9 - потнийские образования: а - песчаники, б - порфиры); III - свекофенниды (1 - супракрустальные образования: а - сильнометаморфизованные, б - слабометаморфизованные; 2 - раннеорогенные граниты); IV - беломориды (1 - супракрустальные образования; 2 - ранние гранитоиды; 3 - поздние гранитоиды); V - палеозойские отложения Русской платформы; VI - тектонические нарушения.

Главная зона карелид представляет собой обширную синклинорную зону, осложненную положительными и отрицательными структурами более низких порядков. В границах рассматриваемой нами территории представлена лишь одна входящая в нее структура – Северо-Карельский синклинорий.

Характерной чертой рассматриваемого региона является его блоковое строение, возникшее как результат проявления разновозрастных тектонических дислокаций различной ориентировки. При этом наиболее определенно оказываются выраженными две группы нарушений: северо-восточная (до субмеридиональной), с которой связаны значительные вертикальные перемещения блоков поздне- и послепротерозойского времени, и северо-западная (до субширотной), в целом отвечающая простиранию карельских структур.

Наиболее значительными по своим масштабам системами разломов (преимущественно глубинных) северо-восточной ориентировки являются: Урагубско-Лицкая, Кольско-Имандровская, Харловско-Чагинская и Стрельнинско-Святоносская системы разломов. Системы разломов северо-западной ориентировки, имеющие преимущественно взбросово-надвиговый характер, представлены протягивающейся через весь Кольский п-в Кольско-Кейвской системой, разделяющей северную и южную структурные подзоны Печенгского синклинория Порьиташ-Кучинтундровским разломом. Субпараллельна простиранию этого разлома в своей западной части разделяющая далее на востоке Кейвский блок и Имандра-Варзугскую грабен-синклиналь Печенгско-Варзугская система разломов, разделяющая Имандра-Варзугскую и Нотозерско-Терскую зоны „Южная" (по терминологии М.Т. Козлова) система разломов. Крайнее южное положение в структуре южной части Кольского п-ва и севера Карелии занимает соответствующая северной границе Кандалакшского глубинного прогиба Кандалакшская система разломов. Последняя уверенно трассируется на северо-запад, пересекает Ботнический залив и на территории Норвегии выходит на побережье Норвежского моря (Tuominen et al. 1973). Перечисленные системы разломов, как правило, сопровождаются интрузивными образованиями, возраст которых свидетельствует о протекавшей здесь интенсивной магматической деятельности от верхнего архея до палеозоя.

Строение фундамента рассматриваемого региона отличает также широкое развитие разломов более низких порядков, ограничивающих отдельные блоки. В частности, большое число дизъюнктивных нарушений древнего заложения зафиксировано по периферии Печенгского синклинория, Лапландского и Колвицкого блоков. Геологические и геофизические данные свидетельствуют о тектоническом характере контактов интрузий Хибинских и Ловозерских тундр.

Характеристике разломов фундамента на востоке Фенноскандии посвящено большое число специальных работ (Козлов, 1966; Токарев, 1972; Перевозчикова и др., 1974, и др.), поэтому здесь отметим лишь, что абсолютное большинство разрывных нарушений по своей ориентировке укладывается в отмеченные выше диагональные системы северо-западного и северо-восточного направлений.

Особое место в структуре региона занимают также связанные с зонами региональных разломов крупнейшие щелочные интрузии Хибинских и Ловозерских тундр, а также интрузии основных пород Главного хребта.

Хибинский и Ловозерский массивы представляют сложные интрузивные тела, сформированные в несколько интрузивных фаз. Как следует из имеющихся материалов по глубинному строению Хибинского массива (Шаблинский, 1963), контакты интрузивного массива, прослеживающиеся по геофизическим данным на глубину 5–7 км, падают под массив под углами 74–77°.

Геологический возраст Ловозерского массива определяется наличием в его кровле ксенолитов осадочных пород с верхнедевонскими растительными остатками. Что касается Хибинского массива, то известные в его кровле осадочные породы не содержат органических остатков; возраст обоих массивов принимается как последевонский.

Интрузии основных пород Главного хребта рассматриваются в качестве тел сложной формы с переменной мощностью (2–3 км) и крутыми контактами. Каледонские интрузии группируются в три субширотных пояса: южный, центральный и северный. В каждом из них положение интрузий локализовано в зонах сочленения протерозойских и архейских структур или в зонах региональных разломов, обрамляющих крупные структуры синклинорного строения. По данным А. А. Кухаренко с соавторами (1965), образующие центральный пояс интрузии Хабозерской группы, Салмагорский и Ковдорский массивы находятся в зоне регионального разлома, разделяющего Беломорский и Кольский структурно-тектонические районы. Составляющие южный пояс массивы п-ва Турьего, Ковдозерский и Вуориярвинский массивы пространственно приурочены к системе разломов, обрамляющей с севера Кандалакшский грабен. К северному поясу, лежащему на продолжении регионального разлома, отделяющего с юга Печенгско-Варзугскую зону, относится Себльяврский массив на левобережье р. Туломы.

По-видимому, одновременно с формированием интрузий в среднем палеозое происходили различные по знаку вертикальные перемещения блоков земной коры: происходило заложение горстов и грабенов. Положение наиболее крупного, Северокольского грабена Л. А. Кириченко ограничивает зонами глубинных разломов, одна из которых проходит из района в оз. Имандра на восток-северо-восток через Хибины, Ловозеро, Контозеро, а вторая прослеживается от Кандалакшской губы на север – через районы Монче- и Чуна-тундр. Положением этого грабена контролируется распространение палеозойских образований в центральной части Кольского п-ва. Здесь представлены вулканогенно-осадочные девонские и каменноугольные отложения. Они образуют ксенолиты в апикальных частях Ловозерского и Хибинского массивов, распространены близ Контозерского массива, известны в виде останцов близ устья р. Некъю. В последних случаях отмечено трансгрессивное налегание осадков на докембрийские гнейсы (Токарев, 1966; Кириченко, 1967; Буссен и Сахаров, 1972 и др.).

Структура платформенного чехла. Доплейстоценовый осадочный чехол во внутренних районах Кольского п-ва и Северной Карелии практически полностью эродирован. В виде относительно крупных фрагментов он представлен лишь на крайнем севере региона и в южной части Кольского п-ва. Незначительные по площади участки его развития установлены также в центральной части Кольского п-ва. Образования осадочного чехла представлены осадочными и осадочно-вулканогенными породами верхнего протерозоя и палеозоя, мезозойскими корами выветривания.

Самостоятельную роль в структуре региона играет Скандинавская зона рифеид, сформированная осадочными образованиями верхнего протерозоя (рифея), распространенными на севере региона: в пределах Финмарка, на полуостровах Варангер, Рыбачьем и Среднем. По У.Хольтедалю (1958), здесь выделяются два главных района. Это - средний пояс, граница которого протягивается на север вдоль долины р.Альта и далее до Порсангер- и Лаксе-фиорда. Осадочный покров в этом поясе сложен главным образом неметаморфизованными порсангерскими песчаниками, смятыми в складки северного и северо-восточного простирания. Восточный район связан с предыдущим постепенным переходом. Неметаморфизованные осадочные породы у южного контакта своими базальными пластами залегают прямо на древнем фундаменте. В остальной части района они подверглись значительной складчатости, а местами - надвиговым деформациям.

Непосредственным продолжением этих сооружений в восток-юго-восточном направлении служат образования полуостровов Рыбачий и Средний. Рифейские осадки характеризуются несогласным, трансгрессивным залеганием на кристаллических образованиях архея. Более высокое стратиграфическое положение занимает свита терских песчаников. Она распространена в пределах значительной части Терского побережья Кольского п-ва. Наблюдается близкое к горизонтальному налегание отложений этой свиты на архейские породы.

В юго-восточной части Кольского п-ва, на водоразделе рек Глубокой и Бабьей и в среднем течении р.Снежницы, встречены приуроченные к грабенам континентальные отложения нижнего карбона мощностью до нескольких десятков метров, также залегающие на архейских гнейсах (Козлов, 1972).

Новейший структурный план

Анализ новейших движений земной коры востока Фенноскандии был предпринят в ходе работы над Картой новейшей тектоники СССР, изданной в 1959 г. под редакцией Н.И.Николаева и С.С.Шульца (авторы макета на территорию восточной части Балтийского щита - Н.И.Апухтин, Г.С.Бискэ и В.В.Шарков), а также во многих последующих работах А.Д.Арманда, Б.П.Бархатова, М.К.Граве, В.Я. Евзерова, Б.И.Кошечкина, Г.Ц.Лака, А.Д.Лукашова, Н.И.Николае-

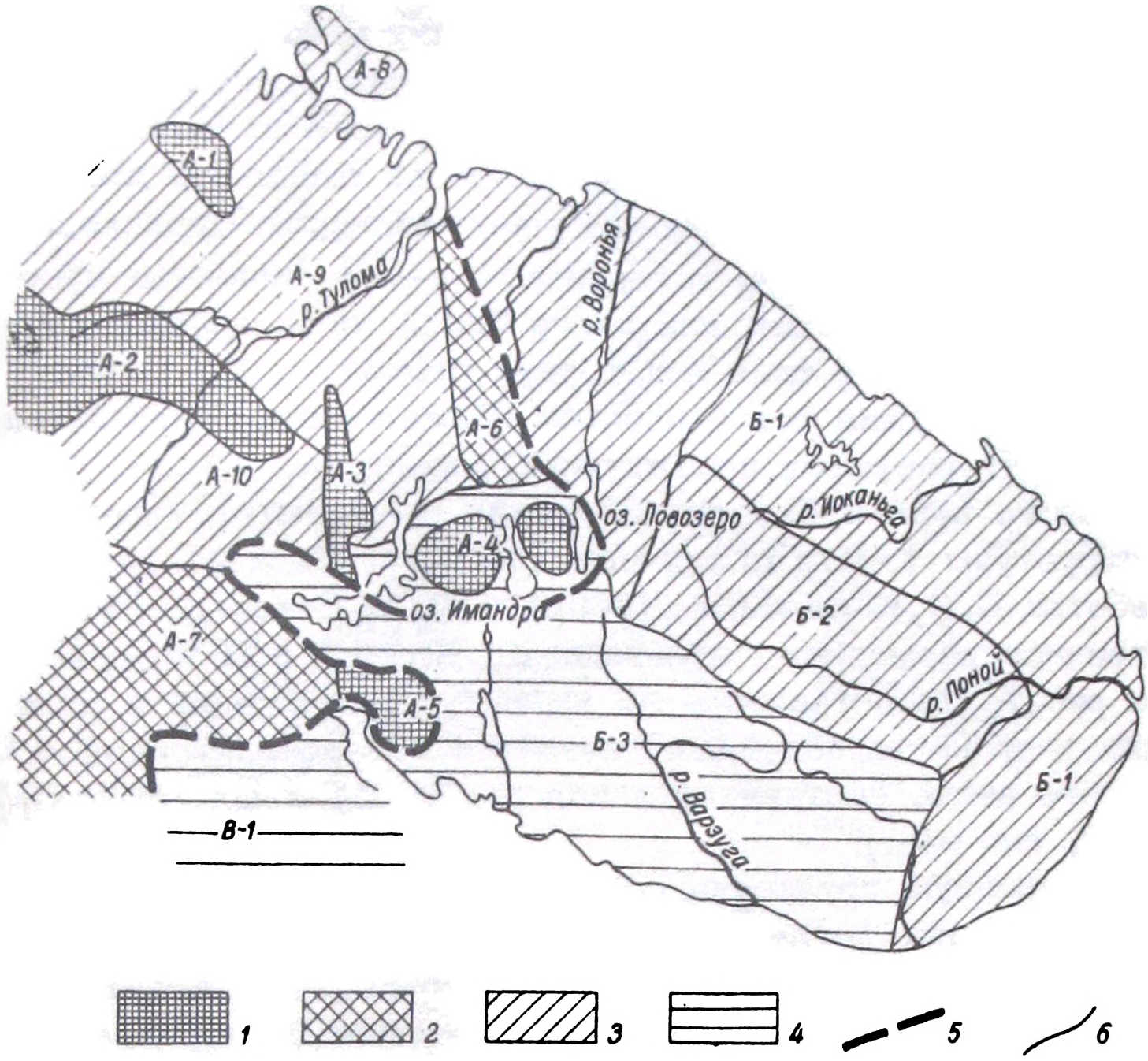


Рис. 7. Расположение новейших структур I и II порядка на северо-востоке Балтийского щита (Кошечкин, Лукашов, Стрелков, 1977).

1 – структуры высокой интенсивности поднятия; 2 – структуры умеренной интенсивности поднятия; 3 – структуры малой интенсивности поднятия; 4 – структуры очень малой интенсивности поднятия; 5 – границы новейших структур I порядка; 6 – границы новейших структур II порядка. Наименования структур даны в табл. 1.

ва, С.А. Стрелкова и др. Перечисленными исследователями были подтверждены представления о чрезвычайно широком проявлении новейших разрывных нарушений, во многих случаях следующих древним разломам, делящих земную кору на блоки разных порядков. Было показано также, что большинство отраженных в рельефе новейших структур–блоков гетерогенны по своему геологическому строению. Эти положения нашли отражение на карте неотектоники Балтийского щита, составленной в 1966 г. Н.И. Николаевым и А.И. Медянцевым, карте новейшей тектоники Кольского п–ва (Атлас Мурманской области, 1971) и в ряде специальных работ (Кошечкин, 1968б, 1969а; Кошечкин, Стрелков, 1974). Процесс обособления новейших структур–блоков рисуется в виде заложения и развития систем грабенов и горстов и характеризуется многообразием форм своего проявления. В одних случаях выделение блоков происходило по

плоскостям обновленных разломов древнего заложения; в других - процесс новейшего поднятия захватил достаточно широкие зоны, в пределах которых были использованы системы разломов низких порядков, трещины планетарного и тектонического происхождения; наконец, в условиях относительно однородного субстрата нарастание градиентов поднятия на отдельных участках могло происходить без разрыва сплошности пород, когда имело место неполное пространственное обособление того или иного блока, ограниченного разломами, например, лишь с трех или с двух сторон.

В целом, новейшие тектонические движения рассматриваемого региона характеризуются положительной направленностью. В пределах Кольского п-ва и Северной Карелии выделяются новейшие блоковые структуры I, II и III порядка (табл.1). Их характеристика дана в работах Б.И.Кошечкина (1969а) и С.А. Стрелкова (1973). Пространственное размещение новейших структур I и II порядка показано на рис.7. Представление об амплитудах движений и плане деформаций дает карта новейшей тектоники северо-восточной части Балтийского щита, составленная под редакцией и при участии автора (рис.8, см. вкл.).

Принципиальную трудность при оценке характера новейшего поднятия представляет установление времени начала неотектонического этапа. Поскольку положение древних разломов предопределяет общую картину размещения новейших структур, можно согласиться с представлением некоторых исследователей о том, что оформление главных черт рельефа востока Фенноскандии началось достаточно давно.

Отсутствие на рассматриваемой территории геологических документов в виде отложений соответствующего возраста, а в смежных областях - коррелятных им образований, не дает возможности последовательной реконструкции знакопеременных (?) перемещений блоков земной коры, предопределивших обособление основных орографических элементов на неотектоническом этапе. Однако, исходя из особенностей геоморфологического строения горных массивов в центральной части Кольского п-ва, где А.Д.Арманд (Арманд и др., 1960) впервые отмечены педименты вдоль главных долин, можно предполагать, что процесс поднятия блоков, выступающих ныне в качестве горных массивов, протекал неравномерно. По-видимому, в первую фазу поднятия (олигоцен, начало миоцена) имело место обособление мегаблока Кольского п-ва и дифференциация его рельефа на уровне новейших структур I и частично II порядка. Судя по отметкам, на которых расположены педименты в Хибинах, амплитуды рельефа могут быть оценены в диапазоне 300-400 м. В течение второй фазы (миоцен), фиксированной педиментами „среднего уровня", интенсивность движений уменьшилась. Это - период тектонической стабилизации и формирования пользующихся широким распространением гидрослюдистых кор выветривания (Афанасьев, 1972). Третья фаза (плиоцен-плейстоцен) характеризуется новой активизацией движений, образованием новых разрывных нарушений, усиленным врезанием рек. Амплитуды движений в это время были максималь-

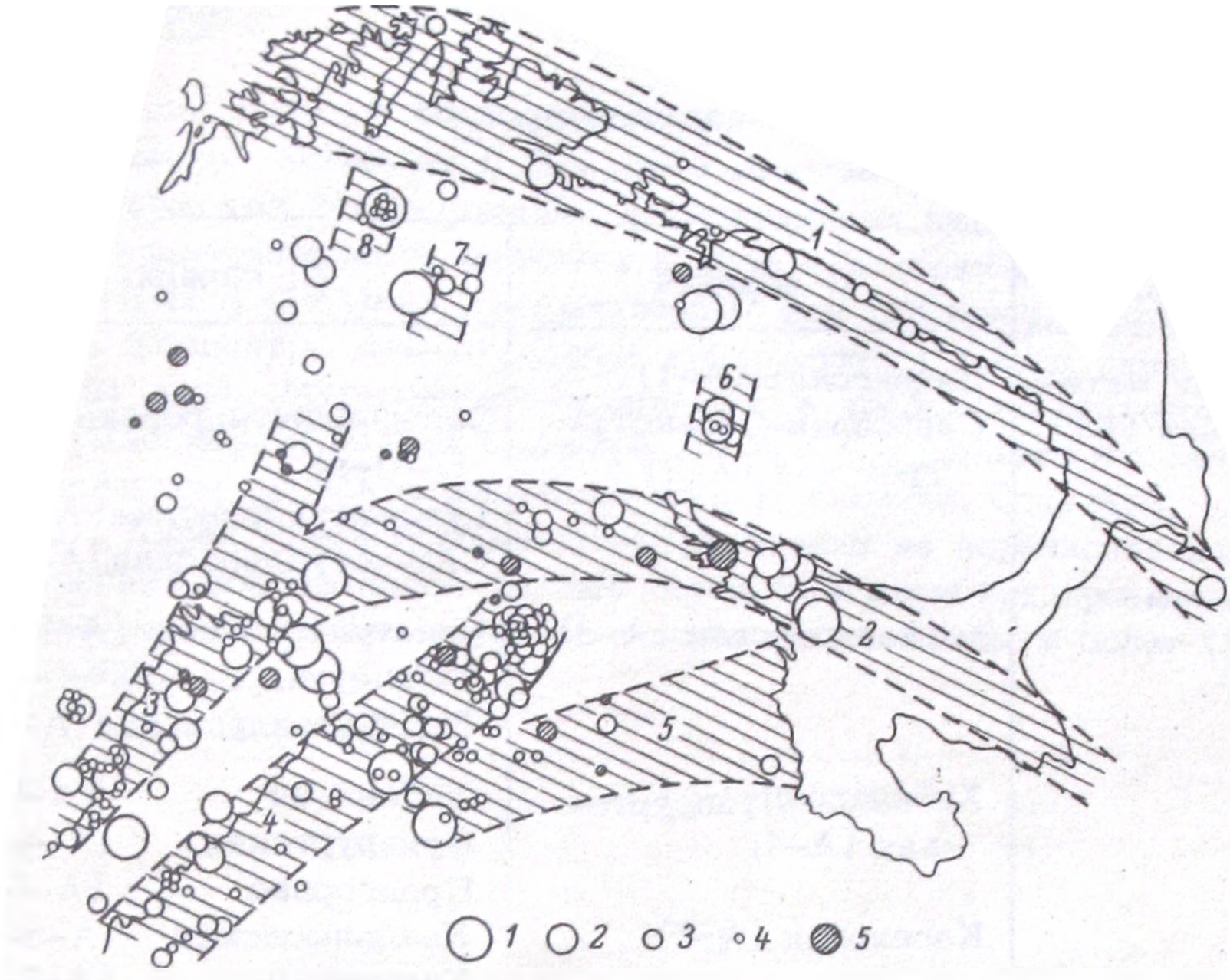


Рис. 9. Сейсмогенные зоны восточной части Балтийского щита (Кошечкин, Панасенко, Стрелков, 1970).

1–4 – эпицентры землетрясений, определенные с различной магнитудой (1 – $M > 5$; 2 – $5 > M > 4$; 3 – $4 > M > 3$; 4 – $M < 3$); 5 – эпицентры, определенные инструментально.

ными, достигая 300–500 м. Дифференциация рельефа достигала характера, близкого современному. Интенсивность, а возможно, и знак движений изменялись на протяжении плиоцена и антропогена.

В эпоху развития антропогенных оледенений земная кора Балтийского щита под влиянием нагрузки льда (в периоды ледниковий) и последующих разгрузок (в периоды межледниковий) должна была испытать ряд сменявших друг друга во времени погружений и поднятий. Масштабы таких региональных погружений и поднятий можно приближенно оценить исходя из современного положения морских осадков последнего (микулинского) межледниковья. Условно принимая, что уровень океана в период межледниковой (бореальной) трансгрессии был близок современному, превышая его на 10–20 м (Марков, Суетова, 1964), амплитуду компенсационного поднятия после разгрузки земной коры ото льда в пределах Кольского п-ва можно принять близкой 150 м – соответствующей максимальным отметкам распространения морских осадков бореальной трансгрессии.

Распространение льдов последнего (валдайского) оледенения и возникновение связанных с ним избыточных ледниковых нагрузок обусловило новое региональное погружение земной коры.

Таблица 1

Схема соподчиненности новейших структур Кольского полуострова

I порядка	II порядка	III порядка
Кольская материковая (А)	Печенгская (А-1)	
	Сариселян-Сальнотундровская (А-2)	Сариселянтундровская (А-2-а)
		Туадаштундровская (А-2-б)
		Сальнотундровская (А-2-в)
	Заимандровская (А-3)	Чунатундровская (А-3-а)
		Мончетундровская (А-3-б)
		Волчьетундровская (А-3-в)
	Хибинско-Луяврурутская (А-4)	Хибинская (А-4-а)
		Луяврурутская (А-4-б)
		Предгорная (А-4-в)
	Колвицкая (А-5)	Кандалакшская (А-5-а)
		Колвицкая (А-5-б)
	Центрально-Кольская (А-6)	
	Ковдорско-Куолоярвинская (А-7)	
	Полуостровов Рыбачьего и Среднего (А-8)	Полуострова Рыбачьего (А-8-а)
		Полуострова Среднего (А-8-б)
	Западно-Кольская (А-9)	
	Нотареченская (А-10)	
Кольская полуостровная (Б)	Мурманская (Б-1)	
	Кейвская (Б-2)	Больших Кейв (Б-2-а)
		Пачинско-Пурначская (Б-2-б)
		Понойская (Б-2-в)
		Малый Кейв (Б-2-г)
		Панская (Б-2-д)
	Терская (Б-3)	
Беломорская (В)	Ковдозерская (В-1)	

Сейсмичность

Территория востока Фенноскандии является областью современной сейсмической активности. При этом отмечается некоторое уменьшение количества землетрясений и снижение их интенсивности от центра позднеледникового поднятия к севе о-востоку и локализации эпицентров в пределах определенных зон (Никонов, Панасенко, 1963). Эпицентры землетрясений группируются в виде линейных зон (рис.9) вдоль Мурманского побережья, в пределах Хибинского горного массива, в районе оз.Инари, на оси Кандалакшского залива и ее западном продолжении (Кошечкин, Панасенко, Стрелков, 1969, 1970). Характерной особенностью последней из перечисленных сейсмических зон является то, что более 60% зарегистрированных здесь землетрясений имеют глубины эпицентров от 15 км и более (Шустова, 1963б).

Г л а в а III

РОЛЬ И ЗНАЧЕНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ, ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ДРЕВНЕБЕРЕГОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Как следует из гл. I, методы изучения береговых образований позднеледниковых бассейнов в восточной части Балтийского щита развивались в определенной исторической последовательности. Первоначально нашли применение геоморфологические методы, содержание которых не претерпело существенных изменений до настоящего времени. В числе геологических методов датирования морских террас на раннем этапе их изучения основную роль играли палеонтологические методы, в наиболее полном виде разработанные применительно к условиям региона М.А.Лавровой. Применение микропалеонтологических методов, начавшееся в 30-х годах, испытало значительный прогресс в результате исследований Е.С.Малясовой, Е.С.Плешивцевой, Т.М.Вострухиной, Э.И.Девятовой, Р.М.Лебедевой, Е.А. Черемисиновой, Р.М.Джинoридзе, Л.Я.Каган и Е.А.Кириенко. Применение результатов определения возраста органических остатков введено в практику датирования береговых образований Кольского п-ва нами совместно с Х.А.Арслановым и Я.М.-К.Пуннингом, на севере Карелии - Э.И.Девятовой и А.А.Лийва. Нами же (Кошечкин, 1971а; Гросвальд, Кошечкин, 1973; Кошечкин, 1976а) разработана методика использования в пределах региона „пемзовых уровней" для целей датирования и корреляции морских террас.

Использование данных о возрасте археологических памятников для оценки возраста береговых образований явилось результатом совместных исследований Н.Н.Гуриной и автора.

Высоты и морфология береговых образований как показатель их возраста

Наиболее простой путь оценки относительного возраста террас базируется на достаточно общем представлении, не встречавшем принципиальных возражений, о формировании морских террас в ходе общего, хотя и прерывного, снижения уровня моря в поздне-послеледниковое время. В ходе смены трансгрессивных и регрессивных фаз береговая линия последовательно занимала все более низкое положение. Соответственно, чем выше в общей лестнице террас располагается та или иная береговая линия, тем возраст ее принимается древнее, и чем ниже, тем он моложе.

Издавна было обращено внимание на то, что в пределах Скандинавии и западной части Кольского п-ва из общего числа террас выделяются две, особенно отчетливо выраженные морфологически, характеризуясь большей шириной и повсеместным распространением. Эти террасы соответствуют „позднеледниковой" и „послеледниковой" линиям В. Рамсей, или „верхнему" и „нижнему" "уровням стрендфлета, по Нансену (Nansen, 1922).

По представлениям В. Таннера (Tanner, 1930), эти наиболее крупные террасы были сформированы в периоды относительного стабильного положения уровня моря, имевшего место в моменты максимумов трансгрессивных фаз. Менее четко выражены в рельефе берегового склона „дополнительные" береговые линии, формирование которых было отнесено к кратковременным периодам стабилизации уровня в ходе регрессии морского бассейна. „Позднеледниковая" терраса Рамсея, или „верхний уровень стрендфлета", отнесен Таннером к границе вод бассейна портляндия.

Нансеном выведена математическая зависимость, используя которую можно вычислить высоту любой из указанных линий, если известна высота одной из них. Если обозначить высоту над современным уровнем моря для нижней линии через h, а для верхней - через H, то формула Нансена приобретает следующий вид: $h = 0.315+3.4H$. В практике изучения береговых линий в пределах рассматриваемого региона визуальное установление положения этих двух террас, играющих роль маркирующих уровней, служит основой для предварительной оценки возраста береговых образований.

Общее количество древнебереговых уровней, выделенных Таннером, достигает 35. Древнейшие из них (n, m, l, k, i, n, g) отвечают по времени наиболее ранним стадиям отступания ледникового покрова. Два уровня трансгрессии портляндия отвечают линиям f и e. Преимущественно абразионные уровни регрессии бассейна портляндия (регрессия литторина океаническая) получили буквенные обозначения - от d_5 до d_1. Отчетливо выраженный в рельефе максимальный уровень трансгрессии фолас обозначается d,

Таблица 2

Уровни поздне-послеледниковых морских бассейнов на северо-востоке Фенноскандии

Хронологическая шкала	Время	Бассейны	Уровни, по Таннеру (Tanner, 1930)	Уровни, по Мартинуссену (Marthinussen, 1960)
Поздний голоцен		Остреа, миа Тривия	$\alpha_4 - \alpha_1$ $\alpha_7 - \alpha_5$	$N_9 - N_1$
Средний голоцен		Тапес II Тапес I	b, α_9, α_8 c	
Ранний голоцен		Фолас	$d, c_4 - c_1$	$P_5, P_4 - P_1$
Древний голоцен	Позднеледниковое	Литторина Портляндия	$d_5 - d_1$ f, e g	$P_9 - P_5$ P_{11}, P_{10} P_{12}
Верхний плейстоцен	Ледниковое		n, m, l, k, c, h	$S_9 - S_1$

а уровни регрессии этого бассейна индексируются от c_4 до c_1 Береговая линия трансгрессии тапес I имеет индекс c Особенно отчетливо выраженный уровень трансгрессии тапес II обозначен b, а уровни периода регрессии бассейна тапес – $\alpha_9 - \alpha_8$. Максимальный уровень трансгрессии тривия получил индекс α_7, а регрессивные уровни этого бассейна – $\alpha_6 - \alpha_5$. Наиболее молодые уровни имеют индексы $\alpha_4 - \alpha_1$.

В последнее время широкое признание получила также схема уровней М. Мартинуссена (Хольтедаль, 1958; Marthinussen, 1960, и др.), которым выделены группы ледниковых (S), послеледниковых (P) и неледниковых (N) уровней. В качестве маркирующих образований в этой схеме приняты „главная линия" $P_{12}(S_0)$, соответствующая, в зависимости от положения в области поднятия, линии g или линии f, и комплексная линия тапес N_9-N_6, отвечающая линии b-c Таннера. Соотношение уровней в схемах Таннера и Мартиннуссена показано в табл.2.

При конкретном определении принадлежности морских террас к тем или иным руководящим уровням, помимо черт их морфологии, принципиально важным является выявление их трансгрессивной природы.

В ряде случаев уже геоморфологические наблюдения дают возможность выявить трансгрессивную природу террасы, что открывает возможность определить или уточнить место соответствующих береговых линий в хронологической схеме береговых образований конкретного района. В качестве геоморфологических признаков, указывающих на трансгрессивную природу береговой линии, могут служить: 1) несогласное примыкание серии береговых валов к береговым образованиям, принадлежащим более высокой (и более древней) террасе, свидетельствующее о перерыве в развитии рельефа берегового склона, обусловленном отрицательным перемещением береговой линии ниже уровня относительно молодой террасы и последующим ее положительным перемещением до уровня относительно молодой террасы; 2) наличие крупных береговых валов, развитых вдоль площади террасы, указывающих на кратковременные положительные перемещения береговой линии после образования абразионной площадки; наличие таких валов, в частности, характерно для террас, соответствующих береговым линиям P_{12}, S_4 и S_2 (Хольтедаль, 1958; Marthinussen, 1960).

Результаты систематического изучения высот и распространения древнебереговых уровней получили графическое обобщение в виде диаграмм, названных эпейрогеническими спектрами береговых линий. Первоначально получил распространение один их тип, так называемые дистанционные диаграммы. Принцип их построения заключается в следующем: на оси ординат откладываются высотные отметки береговых линий, на оси абсцисс указывается расстояние между пунктами наблюдения, расположенными перпендикулярно простиранию изобаз. Диаграммы этого типа получили широкое распространение среди исследователей восточной части Балтийского щита. Они приведены в работах В. Таннера (Tanner, 1930), А. А. Полканова (1937), Г. И. Горецкого (1941), М. А. Лавровой (1947), А. В. Животовской (1960) и др.

Естественно, что поскольку наиболее отчетливо выраженные береговые линии при полевых исследованиях бывают отмечены в большом числе пунктов наблюдения, они получили и более надежное выражение на дистанционных диаграммах. Эти - главные, а также другие (одновозрастные) береговые линии соединяются прямыми, причем каждая верхняя линия по отношению к нижерасположенной получает несколько больший наклон. Нанеся на дистанционную диаграмму высотное положение какой-либо береговой линии, можно определить ее принадлежность к линии определенного возраста и выяснить, на какой высоте должны находиться здесь другие береговые линии. Как отмечал В. Таннер, при использовании этого метода „достигается даже более точное определение возраста береговой линии, чем посредством ископаемых остатков" (Таннер, 1933, с.32).

Другой, менее распространенный тип диаграмм получил наименование реляционных диаграмм. На оси абсцисс на них наносятся отметки специально избранной береговой

линии, рассматриваемой в качестве опорного уровня и изображенно в виде прямой. Новейшие исследования показывают, что оба типа диаграмм дают наиболее вероятное представление о возрасте, соподчиненности высот и деформациях береговых линий. Однако как дистанционные, так и реляционные диаграммы лишь схематически отражают положение деформированных береговых линий (Доннер, 1965). Особенно сложно их использование для датирования и корреляции береговых образований в районах проявления локальных подвижек земной коры.

Анализ возрастных соотношений между береговыми линиями и краевыми образованиями времени последнего оледенения

Важное значение при конкретной оценке возраста наиболее древних морских террас, формирование которых протекало вблизи края подвижного льда, имеет анализ их взаимоотношений с краевыми образованиями, для которых имеются прямые данные о времени формирования. Так, сопряженность этой группы береговых линий с конечноморенными образованиями послужила основой для представления об их позднеледниковом возрасте. Краевые зоны последнего оледенения на востоке Балтийского щита установлены достаточно широко

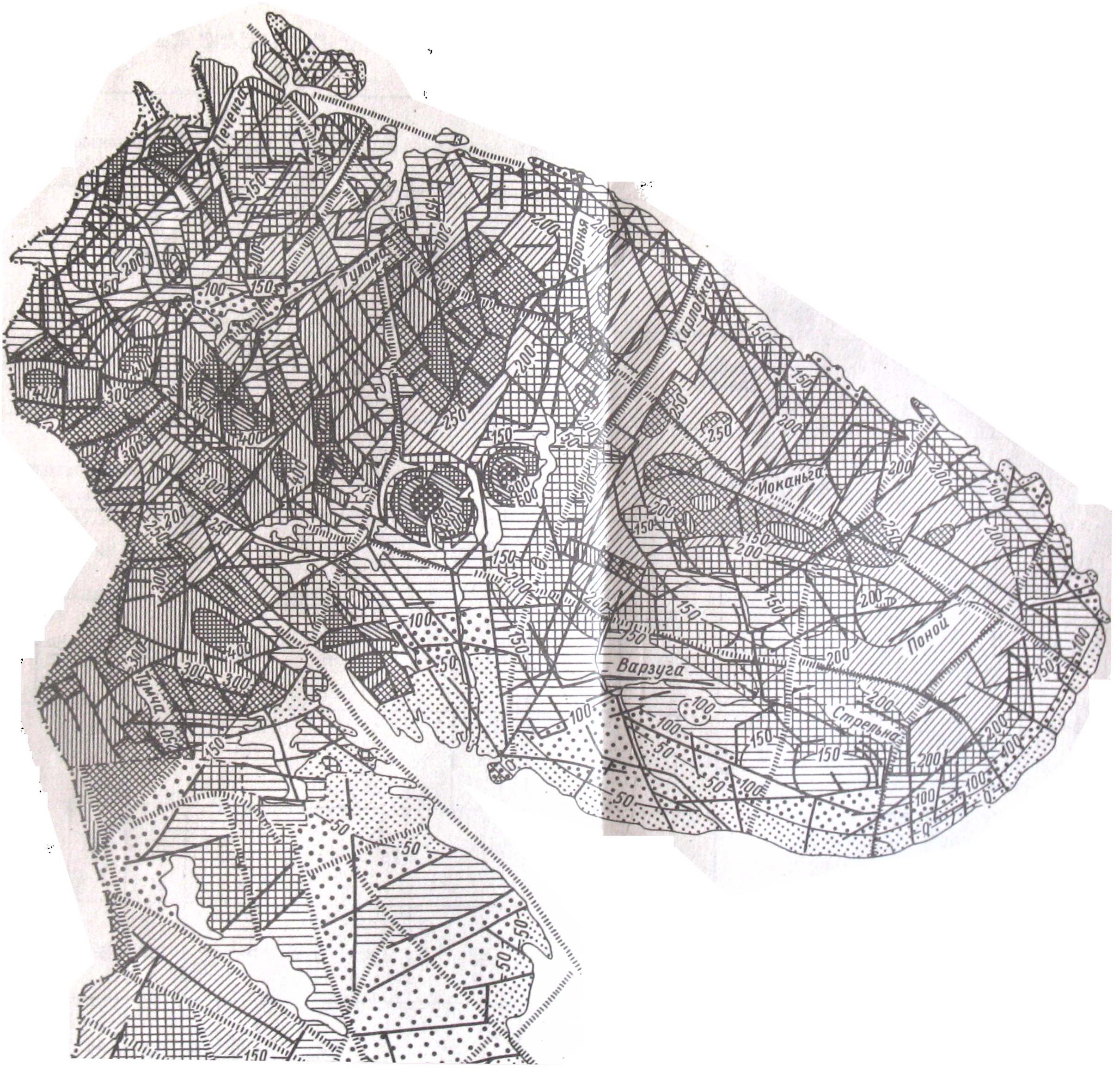
Конкретные взаимоотношения береговых образований с краевыми весьма просты и геоморфологические выражения этих соотношений сводятся к трем основным вариантам: 1) формы ледникового рельефа распространены на поверхностях, возникших в ходе морской абразии или аккумуляции; в этом случае возраст морской террасы принимается древнее возраста ледниковых форм; 2) краевые образования сопряжены с поверхностью морской террасы; в этом случае терраса рассматривается в качестве формы, одновозрастной образованиям конечноморенного комплекса; 3) краевые образования абрадированы морем или перекрыты формами морской аккумуляции; возраст образований морского генезиса в этом случае принимается более молодым, нежели возраст ледниковых форм.[1]

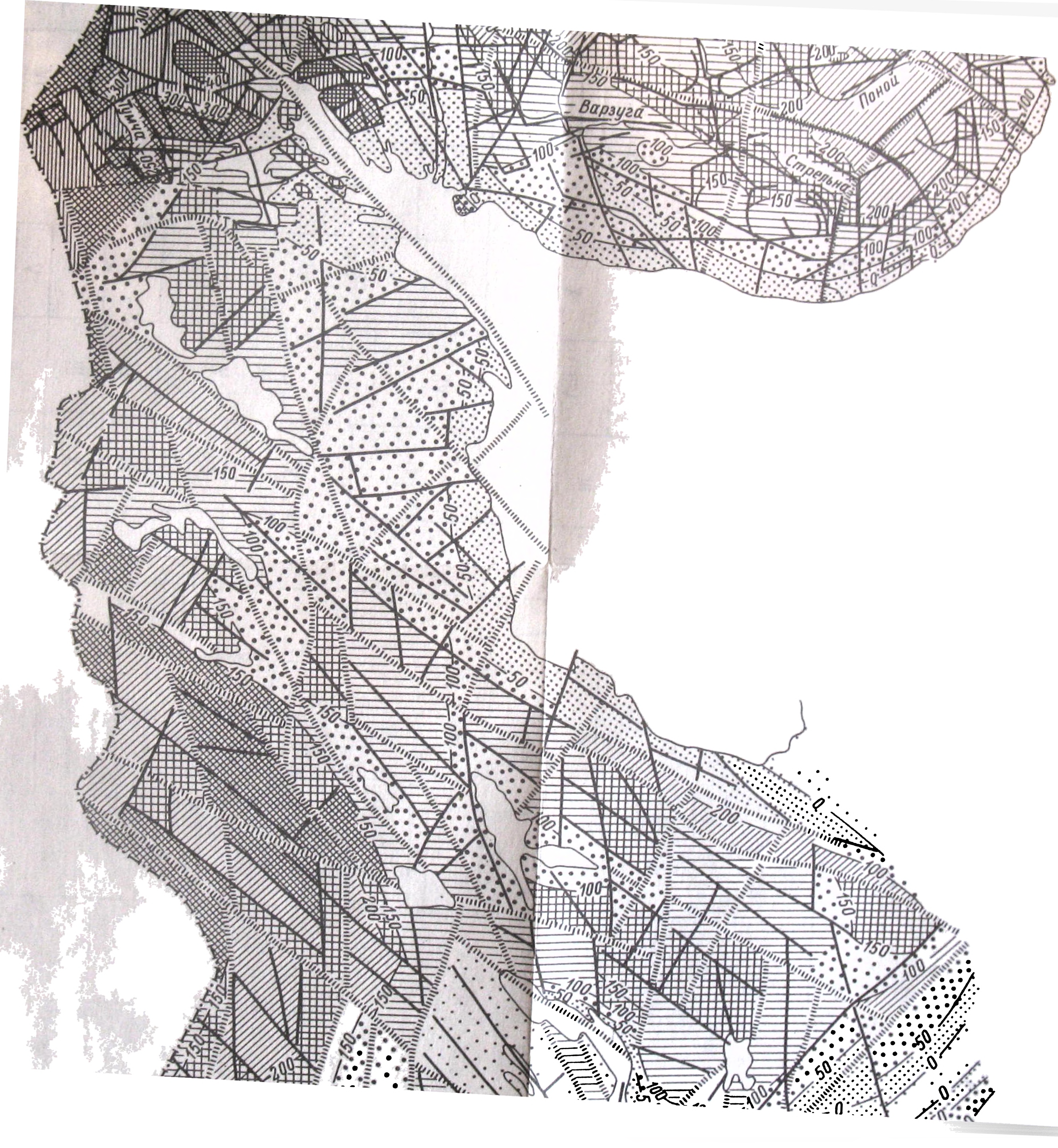
Дальнейшее решение задачи датирования береговых образований требует рассмотрения конкретных данных о возрасте краевых образований, представленных в пределах рассматриваемого региона.

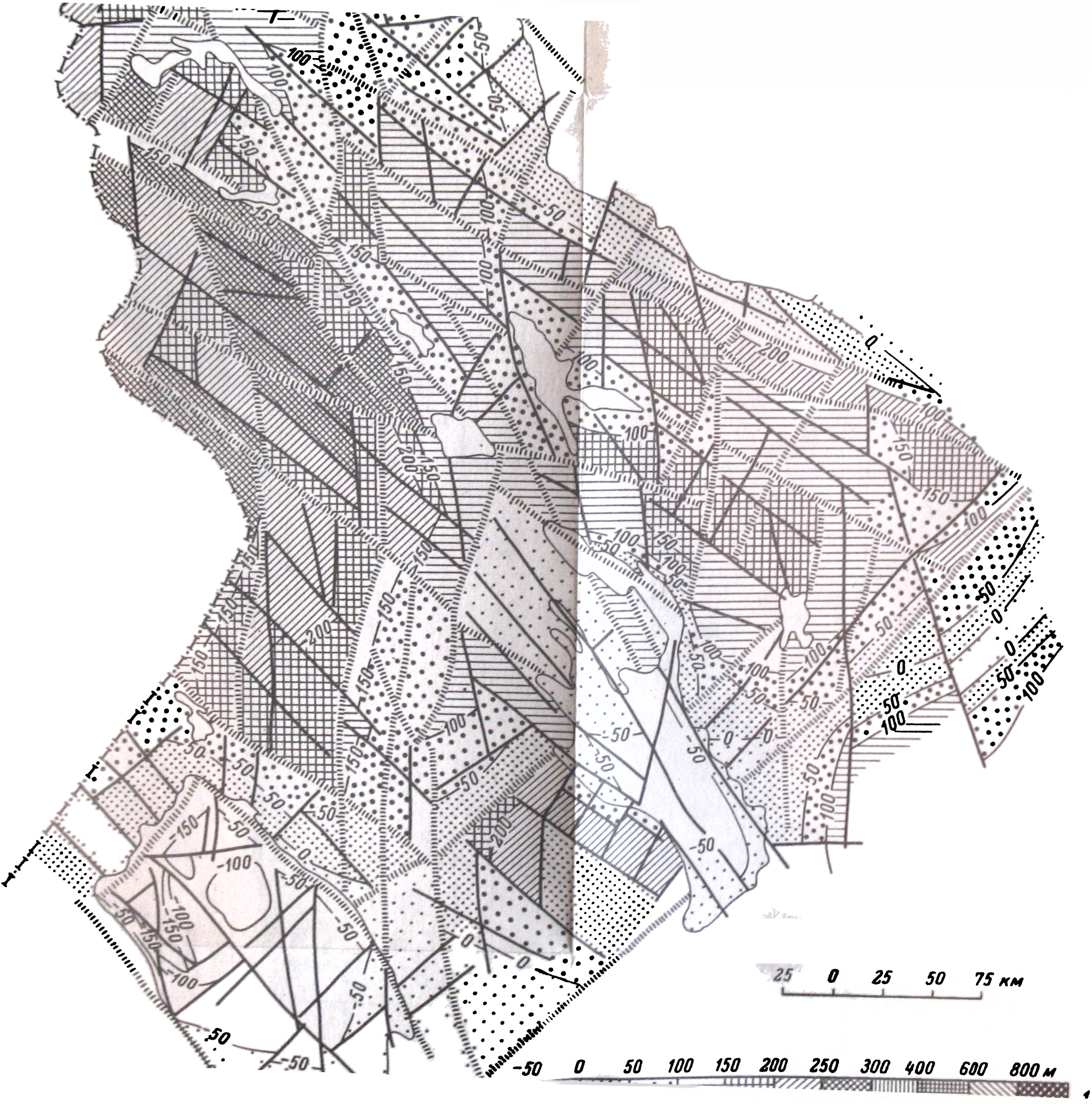
В пределах Финмаркена М. Мартинуссен (Хольтедаль, 1958; Marthinussen, 1960) выделил большое число стадий отступания ледникового края, соответствующих различным уровням береговых линий:

---

[1] Анализ возрастных соотношений ледниковых форм и береговых образований обычно дополняется данными о геологических взаимоотношениях соответствующих осадков.


Печенга
Тулома
Воронья
Харлахка
Иоканьга
Поной
Варзуга
Стрельна
Тумча


Умба
Варзуга
Поной
Стрельна


25 0 25 50 75 км
-50 0 50 100 150 200 250 300 400 600 800 м

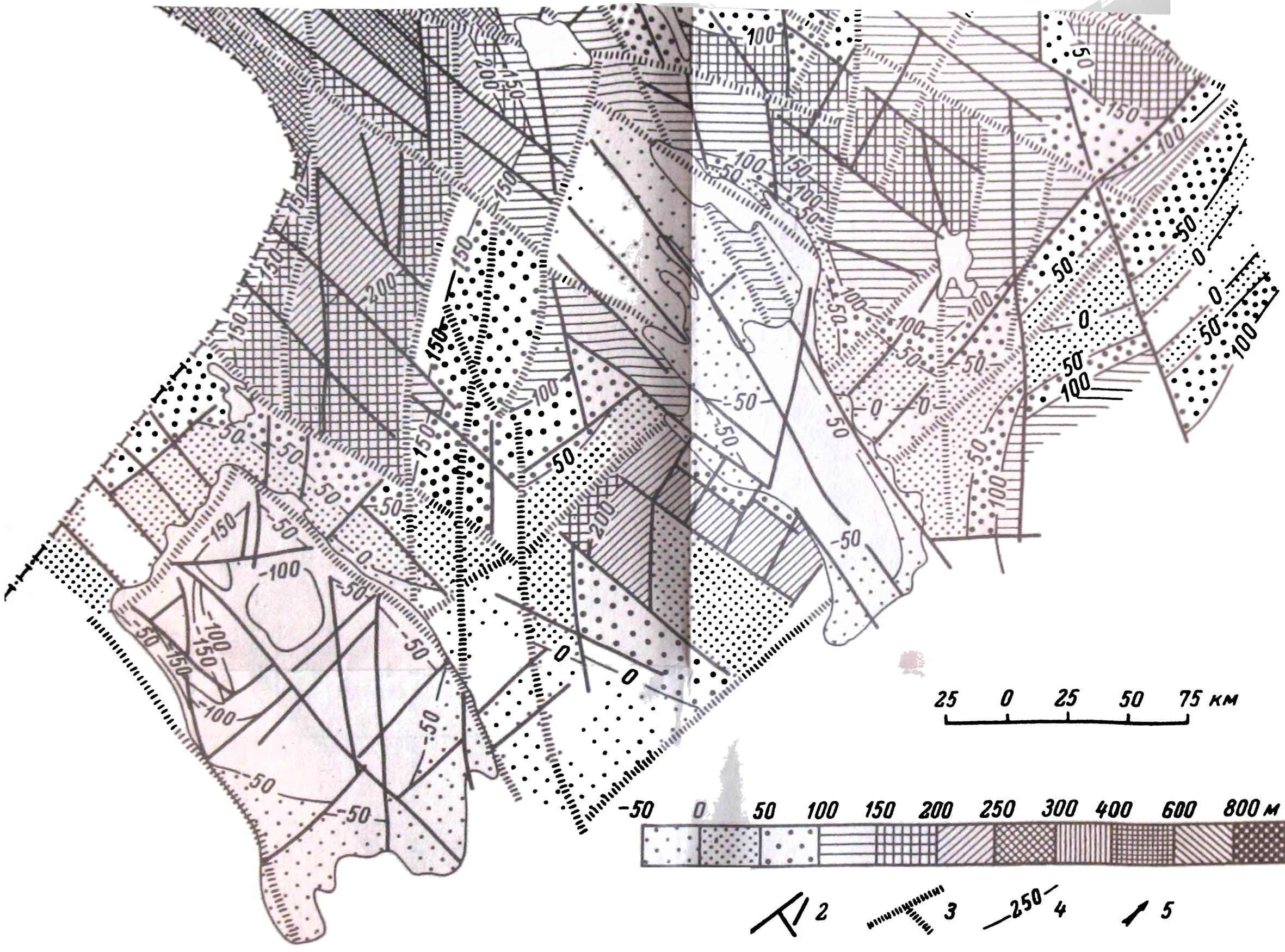


Рис.8. Карта новейшей тектоники восточной части Балтийского щита (Земная кора..., 1977).

1 – шкала интенсивности движений; 2 – разломы, обновленные или заложенные на неотектоническом этапе; 3 – глубинные разломы; 4 – изобазы поднятия; 5 – направления перекоса блоков.

Таблица 3

СХЕМА СОПОСТАВЛЕНИЯ ФАЗ ИЗМЕНЕНИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ И КОМПЛЕКСОВ ПОЗДНЕ - ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ МОРСКИХ ТЕРРАС ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

Время	Абс. возраст	Схема Блитта-Сернандера	Конечные морены и стадиальные образования: Финмаркен и п-в Варангер (Marthinussen, 1961)	Финляндия (Donner, 1964)	Кольский подуостров (Лаврова, 1960)	Пензовые уровни (Marthinussen, 1960)	Фаунистические комплексы и бассейны (Лаврова, 1960)	Комплексы фораминифер: Feyling Hanssen, 1965	Кириенко, 1968	Спорово-пыльцевые зоны: Nilsson, 1961	Firbas, 1949	Fogry, 1944	Aario, 1943	Лебедева, 1963	Комплексы диатомовых: Джиноридзе, 1968	Каган, 1976	Материальные культуры (Гурина, 1972)	Хронология морских трансгрессий (Marthinussen, 1962)	Комплексы террас	Уровни
Г О Л О Ц Е Н	1000	Субатлантическое время					Остреа	G	IV	I	IX	XI	IV	XIV	I	Позднеголоценовый	Ранний металл	2450	Позднеголоценовый	N_1
	2000									II			IIIв							N_2
	3000	Суббореальное время							III	III	VIII	X	IIIа	XIII	а					N_3
	4000					IV	Тривия			IV				XII				4100		N_4
	5000									V	VII	IX	II	XI	IIб	Среднеголоценовый	Неолит	4800-4600	Среднеголоценовый	N_5 N_6
	6000	Атлантическое время				III	Тапес I, II											5700-5500		N_7
	7000					II		F	II		VI		I					6250		
	8000					I				VI				X				6600-6500		N_8 N_9
	9000	Бореальное время					Фолас	E	-II	VII	V	VIII		IX	в	Раннеголоценовый			Раннеголоценовый	P_1 P_2 P_3 P_4 P_5 P_6 P_7 P_8
								D		VIII				VIII	IIIб					
	10000	Пребореальное время	Трансгрессия Лангенморены п. Варангера	Сальпаусселькя-III	Кейва-II		Литторина	C	I	IX	IV	VII		VII VI	IV			10000		P_9 P_{10} P_{11} P_{12}
	11000	Поздний дриас		Сальпаусселькя-II	Кейва-I		Портландия	B		X	III	VI		V	V	Древнеголоценовый		10300	Древнеголоценовый	
		Аллерёд		Сальпаусселькя-I				A		XI	II	V		IV	VI					S_1
	12000	Средний дриас								Dr-2		IV III II I		III II						
		Бёллинг								Bö	I									
Плейстоцен																				

P_{10}, P_{11}, P_{12}, S_0, S_1, S_2, S_3, S_4-S_5, S_6, S_7-S_8, S_9. Другие, более древние стадии положения ледникового края (от S_{10} до S_{18}) отмечены исключительно моренами или скоплениями валунов и не обнаруживают связи с береговыми линиями.

Роль маркирующих играют образования стадии тромсе-люнген в районе Тромсе или морены боссекоп и ховедтриннет на востоке Финмаркена, синхронные наиболее отчетливо выраженной „главной береговой линии" - P_{12} (S_0). Аккумулятивные образования тромсе-люнген определенно соотносятся с главной линией по высоте и перекрывают расположенные выше береговые линии (Andersen 1968). Аккумулятивные образования этой стадии прослеживаются через Порсангер-фиорд, южнее Варангер-фиорда близ Найдена (между Лангфьорботном и оз. Лангфьюрвати) и далее на восток - к водопаду Ханфосси на р. Паз (Хольтедаль, 1958). В большинстве пунктов на южном побережье Варангер-фиорда „главная линия" представлена цепочкой флювиогляциальных дельт, и лишь в районе Буге-фиорда в ее строении принимают участие конечные морены (Synge, 1969).

Данные радиоуглеродных определений возраста стадии S_0 (P_{12}) на севере Скандинавии преимущественно по материалу из торфяников внутри конечных морен или между ними многочисленны, но дают значительный разброс дат. Поэтому Г. Андерсен (Nydal, 1959-1960) соотносил время формирования этой системы краевых образований[2] с интервалом времени между 10200 и 11600 лет; М. Мартинуссен (Marthinussen, 1960) более определенно сопоставляет эти образования с молодым дриасом, датируя их временем 10300 лет назад.

Если проследить положение краевых образований „главной стадии" на западе Кольского п-ва, приходится признать, что в период временной стабилизации положения края льда 10-10.5 тыс. лет назад в бассейне р. Паз он располагался несколько южнее, нежели полагает М. Мартинуссен, вдоль северных подножий Печенгских тундр и далее - в направлении горы Колы.

По последним представлениям А. Д. Арманда (Арманд, Гунова и др., 1969), край скандинавского ледникового покрова в период „главной стадии" на юго-западе Кольского п-ва не выходил за пределы материковой его части. Известные здесь краевые образования сопоставляются с грядами Сальпаусселькя в Финляндии - аналогами образований Тромсе-Люнген, в интерпретации Б. Г. Андерсена.

На основе данных о возрасте морен Тромсе-Люнген-Сальпаусселькя в пунктах, где наблюдалось развитие морских террас, сопряженная с ними береговая линия может быть определена как

---

[2] Более детально стадиальные морены Финмаркена рассмотрены в опубликованных недавно сводных работах Соллида и др. (Sollid et al., 1974) и Мартинуссена (Marthinussen, 1974).

$P_{12}(S_0)$, вышележащие, менее отчетливо выраженные береговые линии – как S_1, S_2 и т.д., а нижерасположенные – как P_{11}, P_{10} и т.д.

Геологические методы

Изучение разреза отложений морских и приледниковых бассейнов

Из теории развития подводного берегового склона (Зенкович, 1962) следует, что формирование основных его элементов (берегового уступа с волноприбойной нишей, пляжа и береговой отмели), выступающих в последующем – при выведении в ходе отрицательного перемещения береговой линии на дневную поверхность – в виде морской террасы (берегового уступа, абразионной и аккумулятивной частей террасы), протекает практически одновременно. При этом отложения аккумулятивной части террасы коррелятны во времени абразионной ее части. В этом случае датировка аккумулятивного покрытия террасы отвечает возрасту ее абразионной части и основанию берегового уступа – собственно береговой линии. Таким образом, задача установления возраста береговой линии сводится к установлению возраста отложений аккумулятивной части террасы.

На практике этот путь весьма сложен. Во-первых, та или иная аккумулятивная терраса в ходе последующего перемещения береговой линии может быть частично абрадирована, и в пределах распространения осадков, соответствующих времени формирования относительно древней террасы, может быть сформирована более молодая терраса. Аккумулятивный покров, соответствующий времени формирования этой более молодой террасы, может иметь минимальную мощность или отсутствовать совсем. Тогда возраст аккумулятивного тела окажется более древним, нежели сформированная береговая линия, и в определении возраста последней может быть допущена грубая ошибка.

Второе важное обстоятельство, которое должно быть принято во внимание при оценке возраста аккумулятивного тела террасы, состоит в том, что осадки, участвующие в его строении в большом числе случаев сложно стратифицированы. Каждая относительно молодая терраса (точнее – аккумулятивное покрытие террасы) может лежать на осадках более древней, частично размытой террасы, а те, в свою очередь, – на осадках еще более древней и т.д. Тогда в результате определения возраста осадков в разрезе террасы могут быть получены данные широкого хронологического диапазона, которые некоторыми исследователями неправильно толкуются – как признак длительного формирования террасы. В действительности возраст террасы и соответствующей береговой линии будет соотносим лишь с возрастом верхнего, наиболее молодого горизонта осадков, соответствующего аккумулятивному покрытию террасы.

При изучении морских террас, помимо данных о возрасте собственно аккумулятивных их частей, привлекаются результаты датирования континентальных (торфяно-болотных, озерных) отложений, сформированных уже после выведения площадки террасы на дневную поверхность. Возраст континентальных осадков, однако, указывает лишь на то, что формирование террасы имело место ранее их образования. Разрыв во времени между формированием террасы и перекрывающих ее континентальных отложений оказывается неопределенным. Данные об относительном возрасте могут также быть получены в том случае, если в теле террасы, как было отмечено, вскрыты два или более разновозрастных горизонта. Если верхний горизонт морских осадков, соответствующий времени формирования самой террасы, лишен органических остатков, а нижний богат ими и надежно датирован, правомерно заключение о том, что терраса моложе датированных осадков, кроющих террасу, диапазон времени ее формирования может быть определен достаточно точно.

При достаточной для анализа мощности аккумулятивного покрытия террас, исходя из общеизвестных особенностей изменения литологического характера осадков по разрезу, можно установить природу террасы - формирование ее в ходе трансгрессии или регрессии бассейна. Признаком первой является изменение состава осадков террасы от приповерхностного слоя к основанию разреза в сторону укрупнения (от глин - к пескам и валунник у). Признаком второй - в сторону преобладания более тонкого материала (от валунников и песков - к глинам).

В разрезе террасы удается также наблюдать чередование морских и континентальных (преимущественно торфа) осадков, формирование последних является надежным признаком регрессии бассейна. Перекрывающая их толща морских осадков, участвующих в строении аккумулятивного покрытия террасы, свидетельствует о трансгрессивной природе последней. При отсутствии континентальных осадков ту же роль играют признаки перерыва и поверхности размыва.

„Пемзовые уровни" и их соотношения с береговыми образованиями

Еще Рамсей отметил, что находки пемзовой гальки на побережье Кольского п-ва не выходят за пределы распространения осадков послеледниковой трансгрессии. Более поздними исследованиями И.Ундоса (Undas, 1938) на примере Финмаркена было показано, что верхний уровень распространения пемзовой гальки близок положению береговой линии b-c по Таннеру. Одновременно скопления пемзовой гальки были обнаружены и на других, более низких уровнях. Так, в Финмаркене и Нурланне, по представлениям Мартинуссена, верхний „пемзовый горизонт" сопровождает комплексную береговую

линию тапес (линии N_9-N_6), а также береговые линии N_5 и N_4. Та же трактовка положения пемзовых уровней дана в работах Биннза (Binns, 1967) и Блейка (Blake,1970).

Использование биостратиграфических методов при датировании береговых образований

Впервые выделить в строении морских террас осадки существенно различных по характеру температуры и солености поздне-послеледниковых бассейнов и определить их хронологическую последовательность позволило изучение фауны морских моллюсков. Эйеном (Øyen 1908) первоначально, для района Осло, были выделены горизонты, соответствующие позднеледниковому времени, в нашем понимании: митилюс, портляндия и литторина (океаническая). Позднее в Скандинавии были выделены горизонты морских осадков, соответствующие бассейнам фолас, мактра (тапес I), тапес II, тривия, остреа и миа. Эта базирующаяся на составе фаунистических комплексов схема стратиграфического подразделения морских осадков вплоть до последнего времени широко используется во всей Фенноскандии.

Наиболее древним известным фаунистическим комплексом в прибрежно-морских отложениях последней является комплекс с Portlandia arctica. По М.А.Лавровой (1960), эта форма мигрировала к берегам Кольского п-ва в аллерёде. Формирование же комплекса, который представлен здесь Portlandia arctica v. portlandica, Portlandia lenticula, Joldia hyperborea J. limatula, Pecten groenlandicum (мелкая форма) и Nucula tenuis v. expansa, связывалось с первой половиной пребореального времени. Для второй половины пребореального времени М.А.Лаврова отмечает уже развитие богатого комплекса бореальных и преимущественно бореальных видов: Mytilus edulis, Littorina saxatillis, L. obtusata, Buccinum undatum, Macoma baltica.

Появление у берегов Мурмана более глубоководных видов бореальной природы - Neptunea despecta v. carinata, Modiola modiolus и Panopea norwegica - обычно связывается со второй половиной бореального времени. Однако, по сборам И.И. Киселева в долине р.Печенги, первая из названных форм известна теперь на отметке 50 м, близкой верхней границе распространения раннеголоценового бассейна. В Южном Беломорье бореальному времени в целом соответствует „теллиновое море", по А.И. Животовской (1960), а соответствующий ему комплекс фауны сопоставляется с комплексом бассейна фолас в Скандинавии. С этим же временем Л.И.Говберг (1971) связывает появление в Белом море арктическо-бореальной формы Hyatella arctica, получившей очень широкое распространение.

Наибольший расцвет жизни в водах, омывающих Кольский п-в и Северную Карелию, падает на атлантическое время, в отложениях

которого известно 85 видов ископаемой фауны, из которых 34 - бореальной природы. С суббореальным временем связывается некоторое сокращение видового состава фауны и исчезновение некоторых бореальных видов. В субатлантическое время состав моллюсков вновь становится более разнообразным и количество их увеличивается.

Охарактеризованным комплексам фауны и соответствующим по возрасту осадкам соответствуют и возрастные комплексы морских террас и группы береговых линий. В хронологических рамках древнеголоценового комплекса береговых образований комплекс Mytilus на западе Финмаркена характеризует отложения террас с береговыми линиями S_1 и P_{12}. Комплекс Portlandia в Финмаркене и на Кольском п-ве присущ осадкам террас с береговыми линиями P_{12}, P_{10} и P_{11}, комплекс литторина океаническая - террасы с береговыми линиями P_9-P_5. В границах раннеголоценового комплекса береговых линий фаунистический комплекс фолас характерен для отложений террас с береговыми линиями P_5, P_4-P_{10}. В границах среднеголоценового комплекса береговых линий фаунистический комплекс тапес присущ отложениям террас с береговыми линиями N_9-N_6, фаунистический комплекс тривия - отложениям террас с береговой линией N_5. В границах позднеголоценового комплекса береговых линий фаунистический комплекс остреа-миа соответствует отложениям террас с береговыми линиями N_4-N_1.

Менее разработан метод оценки возраста осадков морских террас по фораминиферам. Наиболее существенные исследования в этом направлении выполнены Р. Фейлинг-Хансеном за пределами рассматриваемого региона - при изучении осадков на побережье Осло-фиорда (Feyling-Hanssen, 1954а, 1954б). Им выделено семь единиц зонального подразделения фораминифер, обозначенных от A до G. Зона характеризуется присутствием в большом количестве (60-100%) Elphidium incertum clavatum и редким присутствием Cassidulina crassa. Подзона A средняя отличается повышенным содержанием Nonion labradoricum, зона B - зона с Virgulina loebliehi и Nonion labradoricum. В ней все еще преобладает Elphidium incertum clavatum и Cassidulina crassa, но наблюдается большее разнообразие видов, нежели в зоне A. Зона C - с Virgulina concava anaculeata, Cassidulina laevigata carinata silvrstri - выделена в отложениях, развитых к югу - непосредственно перед фронтом подстадии акер. Зона D - бедные скопления фораминифер с преобладанием Elphidium incertum clavatum и Cassidulina crassa laevigata и с широким распространением Quinqueloculina stalkeri - характеризует отложения перед фронтом, а также к северу от морен подстадии акер, и датируется началом бореального времени. В зоне E - зоне с Elphidium incertum, Elphidium incertum clavatum и Elpidium incertum incertum - количество видов увеличивается до 25-30 в каждом образце. Фауна несет черты бореальной, в ней часто встречаются Bulimina

marginata aculeata и Cassidulina laevigata laevigata. В зоне F - зоне с Bulimina marginata - преобладают Bulimina marginata aculeata и часто встречаются Elphidium incertum incertum и Nonion barlecanum. Большая часть отложений этой зоны образовалась в атлантическое и суббореальное время. Фаунистические комплексы зоны F встречаются также в более молодых отложениях атлантического времени, но при этом преобладает Nonion labradoricum и, наоборот, редки Elphidium incertum incertum. Зона G приурочена к отложениям с бедной фауной, среди которой господствующей формой являются мелководные виды Verneulina nedia или Eggerella scabra. По возрасту они частично совпадают с осадками зоны F.

Комплексы фораминифер в донных осадках Белого моря (Кириенко, 1968) менее дифференцированны. Древнеголоценовые осадки характеризуются комплексами У и 1У, представленными в наиболее древней части разреза мелкими и единичными формами Elphidium clavatum, получающими выше по разрезу массовое развитие. Возможно, комплексы У и 1У сопоставляются по времени с зонами F и C Фейлинг-Ханссена, но более вероятно - соответствуют наиболее молодой из них зоне С. III бореальный комплекс, также с преобладанием Elphidium clavatum, выделен по появлению арктобореального вида Protelphidium orbiculare и, по-видимому, соответствует зонам D и E Фейлинг-Ханссена. Комплекс II, соответствующий атлантическому и суббореальному времени, должен быть сопоставлен с зоной E Осло-фиорда. Наиболее молодой I комплекс характеризуется преобладанием песчаных форм Verheulina adventa Reüphok lartus и известковой Cassilamelina subacuta и, по-видимому, близок по времени зоне G Фейлинг-Ханссена.

Использование данных анализа фораминифер открывает значительные возможности при оценке возраста морских террас. Учитывая близость времени формирования морен Rα, тромсе-люнген и сальпаусселькя, можно считать, что подзона А средняя характеризует осадки террасы P_{12}, а зоны F и C - последовательно террасы P_{11} и P_{10}. Выделение зон D и E позволяет датировать образования раннеголоценового комплекса, зоны F - среднеголоценового, а зоны G - позднеголоценового.

Рыхлые осадки, слагающие аккумулятивные береговые образования на побережьях востока Фенноскандии, заключают различные количества пыльцы и спор, содержание которых в общем случае увеличивается вверх по разрезу. По сравнению с континентальными осадками спектры морских отложений в силу более динамических условий накопления являются более осредненными и отражают региональные особенности развития растительности, обусловленные изменениями климатической обстановки. Спектры собственно морских осадков в условиях рассматриваемого региона отражают такие изменения в течение, приблизительно, последних 12 тысяч лет (начиная с аллерёда).

В рамках данного раздела работы нет возможности достаточно подробно остановиться на характеристике спорово-пыльцевых спектров всех климатических фаз поздне-послеледникового времени. Соответствующие материалы опубликованы в работах Э.И. Девятовой (1976 и др.), Р.М.Лебедевой (1964, 1967, 1969), Е.С.Малясовой (1969, 1971) и др. Они являются той основой, на которой принципиально возможно соотнесение определенных частей разреза террас с климатическими периодами Блитта-Сернандера, т.е. их приближенное датирование. На практике получ ние спорово-пыльцевых диаграмм морских осадков, характеризующих значительные части их разреза, не представляется возможным из-за пестроты фациального состава отложений. Наиболее насыщенными пыльцой и спорами, естественно, оказываются тонкодисперсные разности, относительно глубоководные отложения, соответствующие трансгрессивным сериям. Представленные в разрезе грубозернистые осадки, соответствующие регрессивным сериям, содержат минимальное количество пыльцы и спор или не содержат ее вообще. Кроме того, вследствие неоднократных размывов, имевших место в ходе трансгрессивно-регрессивного перемещения береговой линии, разновозрастные горизонты осадков, представленные в теле террас, имеют небольшую мощность. Поэтому далеко не всегда представляется возможным надежно проследить изменения спорово-пыльцевых спектров внутри горизонтов, позволяющие надежно соотносить полученные спектры с эталонной характеристикой той или иной зоны.

В силу указанных обстоятельств, нередко снижающих достоверность датировок террасовых отложений методом спорово-пыльцевого анализа, между исследователями возникают противоречия в трактовке возраста древнебереговых форм и соотношения трансгрессивных фаз в развитии морского бассейна с климатическими периодами или местом этих фаз и соответствующих береговых линий внутри климатических периодов.

Так, зоны 1У-УIII в своей системе, охватывающие время от аллерёда до пребореала включительно, Р.М.Лебедева (1969 и др.) соотносит с бассейном портляндия, в то время как М.А.Лаврова (1968) сопоставляет с ним зоны Х1 Нейштадта - III Фирбаса, соответствующие второй половине молодого дриаса. Аналогично рассматривают положение портляндиевых уровней А.Д.Арманд и Л.Я.Самсонова (1969), относя к аллереду развитие более древнего, готигляциального бассейна. Взгляды М.А.Лавровой и А.Д.Арманда в большей степени согласуются с широким кругом данных по зарубежной части Фенноскандии, а также результатами анализа соотношений отложений портляндиевого бассейна с определенно датированными краевыми образованиями. Поэтому с III зоной Фирбаса, У зоной Лебедевой надежнее соотносить береговые линии P_{12}-P_{10}.

Время развития бассейна литторина Р.М.Лебедева также соотносит с зоной УIII, М.А.Лаврова - с 1У зоной Фирбаса и обе - со второй половиной пребореала, а А.Д.Арманд и Л.Я.Самсонова - с пребореалом в целом. Соответственно, с этими зонами могут соотноситься береговые линии P_9-P_6.

Вполне определенно положение верхней (гипсометрически) границы береговых образований раннеголоценового бассейна. Возраст осадков трансгрессивной серии этого бассейна соответствует началу IX зоны Лебедевой, У зоны Фирбаса. С У зоной Фирбаса М.А. Лаврова соотносит также регрессивную фазу раннеголоценового бассейна и первую трансгрессию моря тапес. Следовательно, указанные зоны датируют береговые линии P_2-P_1.

С VII зоной Фирбаса М.А.Лаврова связывает формирование террас бассейна тапес II Таннера, соотнося VII зону Фирбаса с береговыми образованиями позднеголоценового бассейна (линия N_5). Аналогично поступает Р.М.Лебедева, целиком совмещая свою XI зону с атлантикой, а зону XII (также целиком) относя к суббореалу. А.Д.Арманд и Л.Я.Самсонова „поднимают" верхнюю границу бассейна тапес, включая в нее начало суббореального времени. Такой подход представляется вполне правомерным, так как серию примерно равных по масштабам трансгрессий и регрессий и соответствующих береговых линий правильнее рассматривать в качестве признака единого бассейна. Именно так рассуждал Фегри, сопоставляя трансгрессивные береговые линии на о. Бемлу с зонами IУ и X в своей системе.

С субатлантическим временем - зонами IX Фирбаса - XIII Лебедевой - соотносятся береговые линии второй половины времени существования позднеголоценового бассейна - линии N_4-N_1.

Более конкретный характер носят сопоставления границ зон и отдельных элементов спорово-пыльцевых спектров с береговыми линиями, сделанные Л.Аарио (Aario, 1943). На западе Кольского п-ва он соотносит границу своих I/II зон с линией C Таннера, границу II/III зоны - с линией α_9 Таннера, минимум сосны в III зоне - с линией α_7 и границу III/IУ зон - с линией α_4 Таннера.

Различия количественного и видового состава ископаемых комплексов диатомей также служат важным критерием при выделении и расчленении морских голоценовых осадков в бассейне Баренцева моря начиная с аллерёда-пребореала (Горецкий, 1941; Лаврова, 1960; Черемисинова, 1962; Никонов, 1964б). В бассейне Белого моря смена комплексов морских диатомей надежно фиксируется начиная с бореального времени (Медведев, Невесский и др., 1970; Джиноридзе, 1968; Каган, 1975).

По Л.Я.Каган (1975), древнеголоценовые осадки в пределах побережья Баренцева моря и в долинах Северо-Запада Кольского п-ва характеризуются комплексом, в котором с оценкой „единично" присутствуют 18-25 морских и солоноватоводных, в том числе переотложенных древних, и 25-40 пресноводных форм диатомей.

Осадки раннеголоценового возраста на побережье и в долинах рек бассейна Баренцева моря содержат 14% арктическо-бореальных, 7-14% южно-бореальных и 72-79% северо-бореальных форм. В качестве преобладающих форм здесь выделяются Melosira sulcata, Ericeratum arcticum, Rhabdonema arcuatum, Navicula directa, Synedra tabulata, Coscinodiscus lacustris var. septentrionalis.

В бассейне Белого моря количество арктическо-бореальных форм увеличивается до 22%, южно-бореальных - пропорционально сокращается до 7%, северо-бореальных - удерживается почти в том же пределе - 71%. В качестве наиболее широко представленной формы в составе комплекса первоначально выступает Coscinodiscus lacustris et var. septentrionalis, а позднее - Rhabdonema arcuatum, Hyalodiscus scoticus, Diploneis smithyi и Synedra tabulata.

Морские отложения среднеголоценового возраста дают наиболее богатые в видовом и количественном отношении комплексы диатомовых, содержащие максимум теплолюбивых форм. На северо-западе Кольского п-ва комплекс составлен 14% арктическо-бореальных, 22% южно-бореальных и 69% северо-бореальных форм. Непосредственно в пределах побережья в составе комплекса преобладает Coscinodiscus nithidus, C. curvatulus, C. gronulosus, виды родов Cocconeis и Diploneis, а в террасовых осадках в долинах - Melosira moniliformis, Synedra tabulata, S. kamtschatica и др. В прибрежных и донных осадках Белого моря отмечается увеличение содержания арктическо-бореальных (22%) и южно-бореальных (25%) форм. Количество северо-бореальных форм сокращается до 53%. Ведущую роль в комплексе играют Coscinodiscus esteromphalus, C. radiatus, Thalassiosira gravida и виды рода Grammatophora.

Позднеголоценовые осадки характеризуются снижением в составе комплексов общего числа видов и уменьшением роли в них южно-бореальных форм. По составу видов комплексы близки современной диатомовой флоре. В прибрежных и ингрессионных осадках Баренцева моря количество арктическо-бореальных видов составляет 17-19%, южно-бореальных - 18-19% и северо-бореальных - 62-65%. В качестве преобладающих форм здесь присутствуют Coscinodiscus nitidus, Isthmia, Navicula abrupta, N. distans и виды рода Diploneis.

В прибрежных и донных осадках Белого моря количество арктическо-бореальных форм увеличивается до 24%, южно-бореальных сохраняется таким же, а северо-бореальных сокращается до 58%. В качестве преобладающих форм в комплексе здесь выступают Thalassionema gravida, Th. radiatus, Rhabdonema arcuatum и виды рода Diploneis.

Таким образом, результаты диатомового анализа могут быть надежно использованы при оценке возраста комплексов террас в целом. При этом верхние границы распространения осадков частично отвечают положению маркирующих уровней. Так, верхняя граница распространения осадков, содержащих комплекс диатомовых раннеголоценового бассейна, соответствует положению линии P_5; верхняя граница распространения осадков, содержащих комплекс диатомовых среднеголоценового бассейна, соответствует положению линии N_9.

Использование результатов определения возраста органических остатков по C_{14}.

В практике определения возраста береговых образований позднепослеледникового времени с использованием данных датирования органических остатков получило достаточно широкое распространение. Чаще всего в качестве материала для радиоуглеродного анализа используется плавник или торф из приповерхностного слоя осадков морских террас, реже - раковины из отложений аккумулятивной части террасы.

Необходимо отметить, что даты, получаемые по плавнику и торфу, не всегда надежны, так как возможны случаи переотложения плавника с более высоких и древних уровней, а торф (начало торфообразования) может быть существенно моложе периода оформления поверхности террасы.

Проблема датирования береговых образований по приуроченным к их поверхности археологическим памятникам

Поскольку основным занятием древних обитателей востока Фенноскандии было рыболовство, их стоянки в большом числе располагались невдалеке от береговой линии, непосредственно на поверхности морских террас. Поэтому первые исследователи археологических памятников восточного Финмаркена и Северо-Запада Кольского п-ва отождествляли возраст береговых линий и приуроченных к ним археологических памятников. Исходя из возраста наиболее высоко расположенных береговых образований, сопровождаемых стоянками, последние рассматривались как позднепалеолитические, а первоначальный период заселения побережий соотносился с регрессией литторина, т.е. с пребореальным временем (Таннер, 1933). В действительности стоянки древнего человека на поверхности морских террас, естественно,возникали некоторое время спустя после выведения площадки террасы на дневную поверхность. Они могли располагаться как в пределах пляжевой полосы, так и за ней - на поверхности расположенных выше более древних береговых образований. Поэтому возраст того или иного археологического памятника, как это отмечалось нами, всегда моложе времени формирования террасы, на которой он расположен (Гурина и др., 1974).

Наиболее древние археологические памятники известны на северо-западе Кольского п-ва - в бассейне рек Паза и Печенги и на п-ве Рыбачьем. Материал этих стоянок, исследовавшихся Б.Ф.Земляковым (1936а, 1940) и Н.Н.Гуриной (1971б), представлен плохо обработанными рубилами из малинового, реже - серого кварцита. Мелкие орудия - скребки, резцы, возможно, наконечники стрел - изготовлены из кварца и реже - из кремня. Рассматриваемая

группа памятников соотносится с мезолитом (Гурина, 1971) и весьма близка памятникам комсокультуры Северной Норвегии (Odner, 1966) и фоснокультуры Северной Финляндии. По памятникам северо-запада Кольского п-ва абсолютные датировки отсутствуют. Мы располагаем лишь 4 датами для мезолитических стоянок Восточного Финмаркена, охватывающими период от 8550±250 до 5700±120 лет (Nydal, 1964), что позволяет соотносить рассматриваемую группу памятников с бореальным и атлантическим временем.

Гораздо более широко представлены на побережьях востока Фенноскандии неолитические памятники. Как указывает Н.Н. Гурина (1971), среди инвентаря последних преобладают кварцевые орудия-скребки. В подчиненном количестве встречаются наконечники стрел, ножи из сланца и шифера. Часто встречаются также топоры, молоты, грузила от сетей. По сравнению с орудиями количество керамики невелико. Сохранности керамических изделий препятствовало последующее близкое нахождение от земной поверхности, а также качество самих изделий. Неолитические стоянки на Кольском п-ве, имеют ряд абсолютных датировок, полученных преимущественно по древесному углю из кострищ: на оз.Ловозеро - Цага II - 4690+70 лет и на о.Эленхольмен в долине р.Паз - 4550±110 и 4650±150 лет. Гораздо больше абсолютных дат имеется по Финмаркену. Крайние из них - 6860±140 и 3850±100 лет (Nydal, 1960, 1962). „Перекрытие" дат, приближенно соответствующее концу мезолита и началу неолита, представляется вполне закономерным, так как непосредственный переход от мезолита к неолиту установлен пока только на Рыбачьем п-ве, в других же районах развитие культур могло протекать относительно автономно. Установленный диапазон абсолютных дат дает возможность соотнести время развития неолитической культуры с атлантическим-первой половиной суббореального времени.

Более поздние памятники - эпохи раннего металла, бронзы и раннего железа - представлены в пределах рассматриваемого региона Оленеостровским и Екатерининскими могильниками и рядом других, менее крупных стоянок. К этой эпохе относятся также специфические памятники, представленные на севере Финмаркена, на берегах Кольского п-ва и в Северной Карелии, - каменные лабиринты. Инвентарь стоянок представлен орудиями охоты и рыболовства: каменными и костяными наконечниками стрел, кинжалами, гарпунами, грузилами, орудиями для обработки кожи, кости и дерева, среди которых тесла, скребки, ножи, иглы, а также украшения. Фрагменты керамики несут своеобразный, „вафельный" орнамент. Одно из захоронений на Оленьем острове датировано 3000±50 лет, для Дальнеземенецкой стоянки, также соотносимой с эпохой раннего металла (Дибнер, 1960), получена дата 1720±170 лет. Наибольшое число радиоуглеродных дат, имеющихся для сопредельных с Кольским п-вом районов Скандинавии, также не выходит за пределы полученного по упомянутым памятникам временного интервала. Это показывает, что памятники эпохи раннего металла характеризуют вторую половину суббореального-первую половину субатлантического времени.

Сопоставление данных о возрасте археологических памятников с возрастом террас позволяет принять, что распространение памятников ограничивается береговыми образованиями древнеголоценового (не древнее линии $P_{12}(S_0)$) и раннеголоценового комплексов. Совместное распространение мезолитических и неолитических памятников характеризует комплексную линию тапес – верхние террасы среднеголоценового комплекса. Неолитические памятники сопровождают террасы среднеголоценового комплекса в целом и самые верхние уровни позднеголоценового комплекса. Присутствие памятников раннего металла характерно для береговых образований позднеголоценового комплекса[1].

Таким образом, приуроченность мезолитических памятников к древнебереговым образованиям указывает на то, что возраст последних не моложе второй половины бореального-атлантического времени; наличие неолитических памятников указывает на возраст береговых образований не моложе атлантического-первой половины суббореального времени, а присутствие памятников эпохи раннего металла свидетельствует о времени формирования берега не ранее второй половины суббореального-первой половины субатлантического времени.

Как следует из сделанного обзора, диапазон методов, используемых при оценке возраста береговых образований и их комплексов, достаточно широк. Данные сопоставления палеонтологических и геохронологических материалов, позволяющие установить возрастные интервалы времени формирования комплексов береговых образований или отдельных береговых линий поздне-послеледниковых морских бассейнов Фенноскандии, приведены в табл.3, см. вкл.).

---

[1] Исключение могут составить некоторые памятники неолита и раннего металла, связанные преимущественно с местами речного рыболовства, где первобытным человеком в долинах рек могли осваиваться все уровни, представленные по течению реки.

Г л а в а 1У

БЕРЕГОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЗДНЕ-ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ МОРСКИХ БАССЕЙНОВ НА ВОСТОКЕ ФЕННОСКАНДИИ

Как следует из определенных в предыдущей главе возможностей оценки возраста береговых образований, наиболее приемлемой формой систематизации материалов о времени формирования и высотном положении разновозрастных древнебереговых форм представляется их описание в возрастной последовательности от древних к молодым в соответствии с их принадлежностью к основным комплексам, отвечающим основным хронологическим подразделениям голоцена.

Береговые образования древнеголоценового комплекса

Наиболее древние береговые образования позднеледникового времени сформированы в течение древнего дриаса и бёллинга лишь на ограниченной части освободившейся ото льда района побережья п-ва Варангер. Известны и близ Варде. Они не имеют аналогов в других частях региона и, по данным исследовавшего их М. Мартинуссена (Marthinussen, 1974), представлены „ледниковыми" уровнями S_9-S_1. Наиболее молодые из указанных уровней (S_2 и S_1) формировались в условиях, когда прибрежная полоса в пределах п-ва Варангер и Мурманского берега почти целиком была свободна ото льда. Более поздние – послеледниковые береговые линии в фиордах Восточного Финмаркена представлены повсеместно. В частности, положение линии P_{12} устанавливается на отметках от 10 м на островах северного побережья до 75 м в середине Альта-фиорда у Эльвебаккена.

Данные о палеонтологически охарактеризованных позднеледниковых осадках в Финмаркене крайне немногочисленны. Лишь в глинах, развитых южнее Эльвебаккена на отметках 50–55 м, известны находки Macoma calcarea, Mytilus и Balanus sp. (Хольтедаль, 1958). На полуостровах Варангер, Рыбачьем, Среднем и на

о. Кильдин в пределах распространения верхнепротерозойских отложений береговые образования получили наиболее отчетливое выражение в рельефе древнего берегового склона в виде широких абразионных террас, аккумулятивных террас, сложенных плитчатой галькой, и серий сложенных тем же материалом береговых валов. Древние аккумулятивные террасы в этих районах не содержат органических остатков, изучение которых позволило бы датировать эти образования. Однако их возраст и положение в общей схеме древнебереговых образований Севера Скандинавии достаточно надежно устанавливаются на основе сравнения их по высоте с береговыми линиями соседних районов Финмаркена (табл. 4). Из табл.4 следует, что положению „верхней морской границы" соответствуют обычно упомянутые выше береговые линии S_2 и S_1, лежащие в интервале высот 88–95 м, формирование которых соотносится с аллерёдом (Sauramo, 1958, и др.). „Главная линия" – P_{12} – устанавливается на отметках 78–81 м и линия *e* – P_{10} на отметках 69–76 м.

В долине р.Паз фрагменты многочисленных террас этого комплекса развиты по всей долине реки от Бек-фиорда в направлении оз. Инари. Верхние из них В. Таннер (Tanner, 1930) считал береговыми образованиями, соответствующими по возрасту линии P_{12}, указывая положение верхней морской границы на высотах от 85 м у Киркенеса до 131 м в районе Виртаниеми. Тем самым им обосновывалась возможность существования позднеледникового пролива между Баренцевым морем и занятой морскими водами котловиной оз. Инари.

В ходе дальнейших исследований были получены данные, исключающие возможность проникновения вод древнеголоценового моря в бассейн Инари. Так, при изучении стратиграфии донных осадков в котловане озера П. Альхоненом установлено, что органогенное осадконакопление в озере, по данным спорово-пыльцевого анализа, началось в бореальное время (Alhonen, 1969). П. Сорса (Sorsa, 1965) в районе Виртаниеми, в скважинах на отметках 117.5–118.5 м, т.е. значительно ниже предполагаемого Таннером предела распространения морских вод, установлено присутствие пресноводных континентальных отложений, относимых, по данным спорово-пыльцевого анализа, к концу пребореального–бореального времени. Полученные для этих осадков радиоуглеродные даты целиком согласуются с указанным возрастом отложений. Наконец, недавними исследованиями М. Синджа (Synge, 1969) показано, что древнеголоценовые береговые линии S_1 и P_{12} (S_0) вообще распространены исключительно в нижней и средней частях долины р.Паз, близ побережья Варангерфиорда. И только линия P_{10} прослеживается далеко вверх по долине.

По данным наших исследований (Кошечкин, 1976б), определенно установлено распространение в долине фрагментов морских террас-линий S_1, P_{12} – по крайней мере до 135 км вверх по течению реки. Однако экстраполяция этих линий с учетом установленного градиента поднятия позволяет убедиться в их выклинивании ниже порога стока оз.Инари, имеющего отметку 117.0 м (рис. 10). Экскурсии

Таблица 4

Высоты береговых линий древнеголоценового комплекса на побережьях Норвежского и Баренцева морей

Береговые линии	П-в Варангер и Варангерский залив (Synge,1959)					Мурманский берег, п-ва Рыбачий и Средний						О.Кильдин	
	Реплен	Ньюэльв	Грандвик	Хаукдаль	Бугефиорд	Растениеми	Амбарная	мыс Воловковая	мыс Земляной	Сюзягубы	Эйнагуба	руч. Северный	мыс Могильный
S_2	95.0	–	97.0	94.5	102.0	–	–	–	94.4	–	94.2	96.7	–
S_1	–	88.2	91.7	91.4	–	91.5	–	–	–	89.0	–	–	88.0
$P_{12}(S_0)$	79.9	79.0	80.0	79.1	–	–	78.5	79.5	81.6	–	–	–	80.7
P_{10}	74.0	75.4	74.3	73.5	79.0	72.2	74.4	69.5	76.3	72.4	–	74.9	75.0

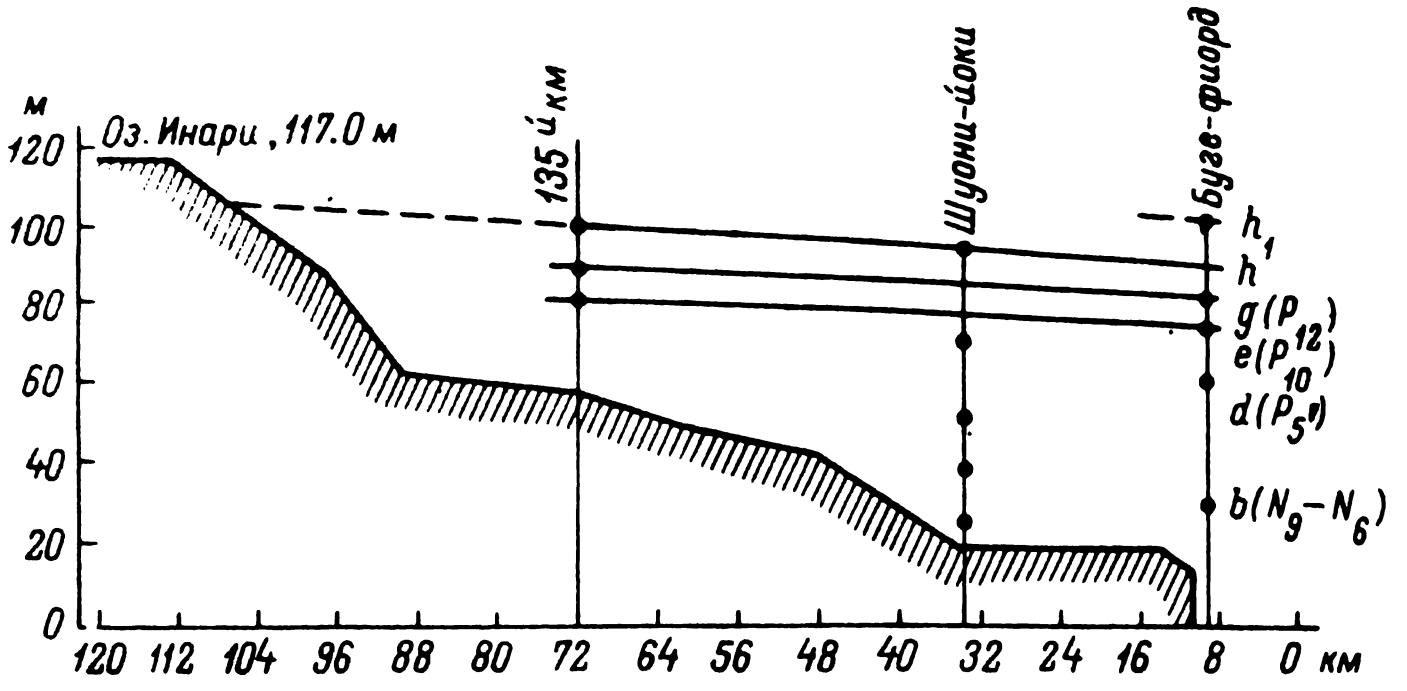


Рис. 10. Диаграмма позднеледниковых береговых линий в долине р. Паз (Кошечкин, 1976б).

в бассейне оз. Инари (включая район дельты р. Иволо), предприня-тые нами совместно с К. Вирккала и Р. Куянсу, также убедили нас в отсутствии здесь береговых образований, которые могли бы быть связаны с деятельностью моря.

В долине р. Печенги береговые образования древнеголоценового бассейна получили более широкое распространение (рис. 11). В верховьях р. Какурийоки (правый приток р. Печенги), в частности, представлена широкая, более 1 км, терраса с отметкой 90.6 м, сопряженная с описанной в гл. III маргинальной моренной грядой „главной стадии" последнего оледенения. Это позволяет соотносить ее с входящей в систему краевых образований „главной линией" – P_{12}. Результаты спорово-пыльцевого анализа отложений, участвующих в строении аккумулятивного покрытия террасы, свидетельствуют о ее формировании в пребореальное время (Киселев и др., 1974), что в значительной мере подтверждает правильность указанного соотношения.

Более широко представлена в долине терраса, соответствующая береговой линии P_{11}. Она развита на северном берегу оз. Трифонарви (82 м), в верхней части долины р. Какурийоки (82.2 м). Терраса с береговой линией P_{11}, так же как и более поздняя – P_{10} в своей тыловой части в ряде пунктов сопряжена с водно-ледниковыми образованиями. В разрезе восточной окраины пос. Печенга последние включают морские осадки пребореального возраста, содержащие фауну морских моллюсков. По створкам Mya truncata здесь получена дата 10030±130 лет, что соответствует аппроксимированному возрасту линии P_{10}. В близко расположенном разрезе морских осадков по створкам того же вида получена дата 9800± лет (Киселев и др., 1974).

Как видно на рис. 11, более молодые регрессивные линии древнеголоценового комплекса (образования бассейна литторина океаническая) прослеживаются на многих участках речной долины. Их полная серия наблюдается на обращенном к северу склоне возвышенно-

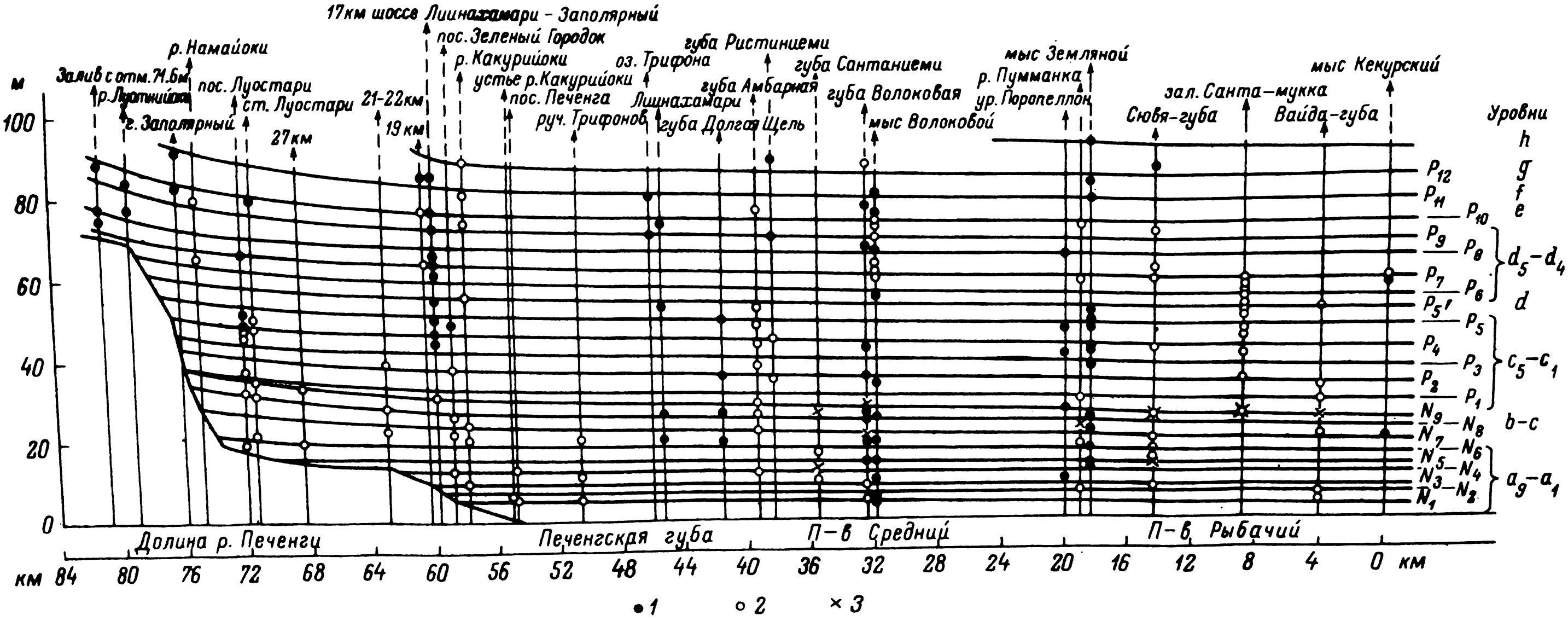


Рис. 11. Диаграмма береговых линий побережий п-вов Рыбачий и Средний и долины р. Печенги (Киселев, Кошечкин и др., 1974).

1 – абразионные уровни; 2 – аккумулятивные уровни; 3 – пемзовая галька.

сти с отметкой 87.0 м по правому берегу реки на 17 км шоссе Лиинахамари–Заполярный.

На реках Титовке, Западной Лице и Уре следы проникновения позднеледникового моря устанавливаются лишь в их нижних частях. Так, сопряжение линии P_{12} с краевыми образованиями „главной стадии" в долине р.Титовки имеет место в 18 км от берега на отметке 87.4 м и в долине Западной Лицы – на отметке 91.4–91.8 м в 28–30 км от берега моря. Более широко в долинах этих рек представлены террасы, принадлежащие более поздним уровням древнеголоценового бассейна – линиям P_{11} и P_{10}. Их отметки составляют в долине р.Титовки, соответственно, 82.5–83 и 75.0–77 м; в долине Западной Лицы – 79.8–83.2 и 77 м; в долине р.Уры – 82.3 и 75.4 м. Более молодые террасы, сформированные в ходе последующей регрессии бассейна, выражены здесь также отчетливо (рис:12).

В Кольском заливе береговая линия S_1, по данным А.А.Полканова (1937), представлена на мысе Сеть-Наволок. В долине р.Туломы, по данным Г.И.Горецкого (1941), встречена у Мурмашей (107.5 м) и у пос.Кривец (110.6 м). В нижней части долины р.Лотты эта линия равномерно увеличивает свою высоту от 105 м в устье реки до 116 м в районе оз.Волозеро (Никонов, 1964а). Линия P_{12} отмечена в Кольском заливе в ряде пунктов. В долине р.Туломы ее высота увеличивается от 102.5 м у Мурмашей до 109.5 м у Восмуса (Горецкий, 1941). В долине р.Лотты ей соответствует терраса с отметкой 108 м между устьем реки и оз.Волозеро, достигающая высоты 120 м близ оз.Червозеро.

Значительно более широкое распространение получили береговые образования, соответствующие линиям P_{11} и P_{10}. Однако и для них, как и для более высоких террас, характерны прерывное распространение и слабая морфологическая выраженность. Как упоминалось выше, Таннер связывал формирование этих уровней с двумя фазами выделяемой им морской трансгрессии портляндии. Уровень f (P_{11}), по его представлению, отвечал максимуму трансгрессии, уровень e (P_{10}) – некоторому колебанию береговой линии моря во второй половине трансгрессивной фазы. В бассейне Туломы, однако, эти уровни, несомненно, регрессивные (Горецкий, 1941) и возникли в ходе отрицательного перемещения береговой линии. Переход приледниковых осадков в морские зафиксирован в ряде пунктов: в неоднократно описывавшемся разрезе в долине р.Керц (Горецкий, 1941; Полканов, 1937; Никонов, 1964б), где наблюдается постепенный переход ленточных глин в морские осадки с Portlandia, в разрезе близ устья р.Шовны (Полканов, 1937; Горецкий, 1941; Никонов, 1964б), а постепенный переход осадков, соответствующих уровню f(P_{11}), в осадки, соответствующие уровню e(P_{10}), – в разрезе по р.Улите (Горецкий, 1941). Морские осадки, отвечающие уровням P_{11} и P_{10} в долине Туломы представлены глинами, суглинками и тонкими, реже – мелкими светло-серыми пылеватыми песками с характерной плетенчатой слоистостью. По М.А. Лавровой (1960), они характеризуются комплексом холодолюбивой (арктической) фауны.

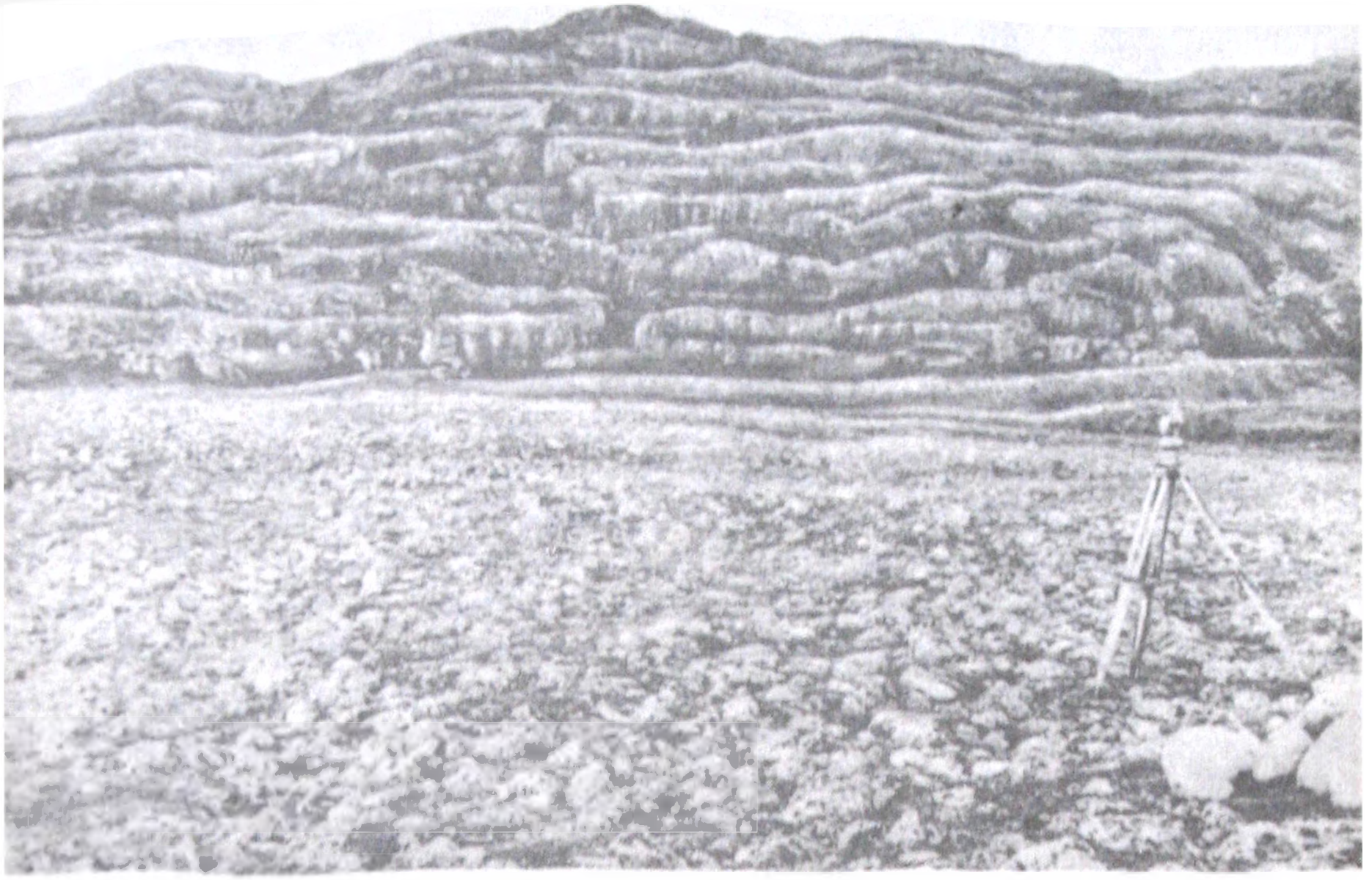


Рис.12. Береговая линия времени регрессии древнеголоценового бассейна (высота 61.6 м) в губе Одинцовка. Фото А.Л. Кудлаевой.

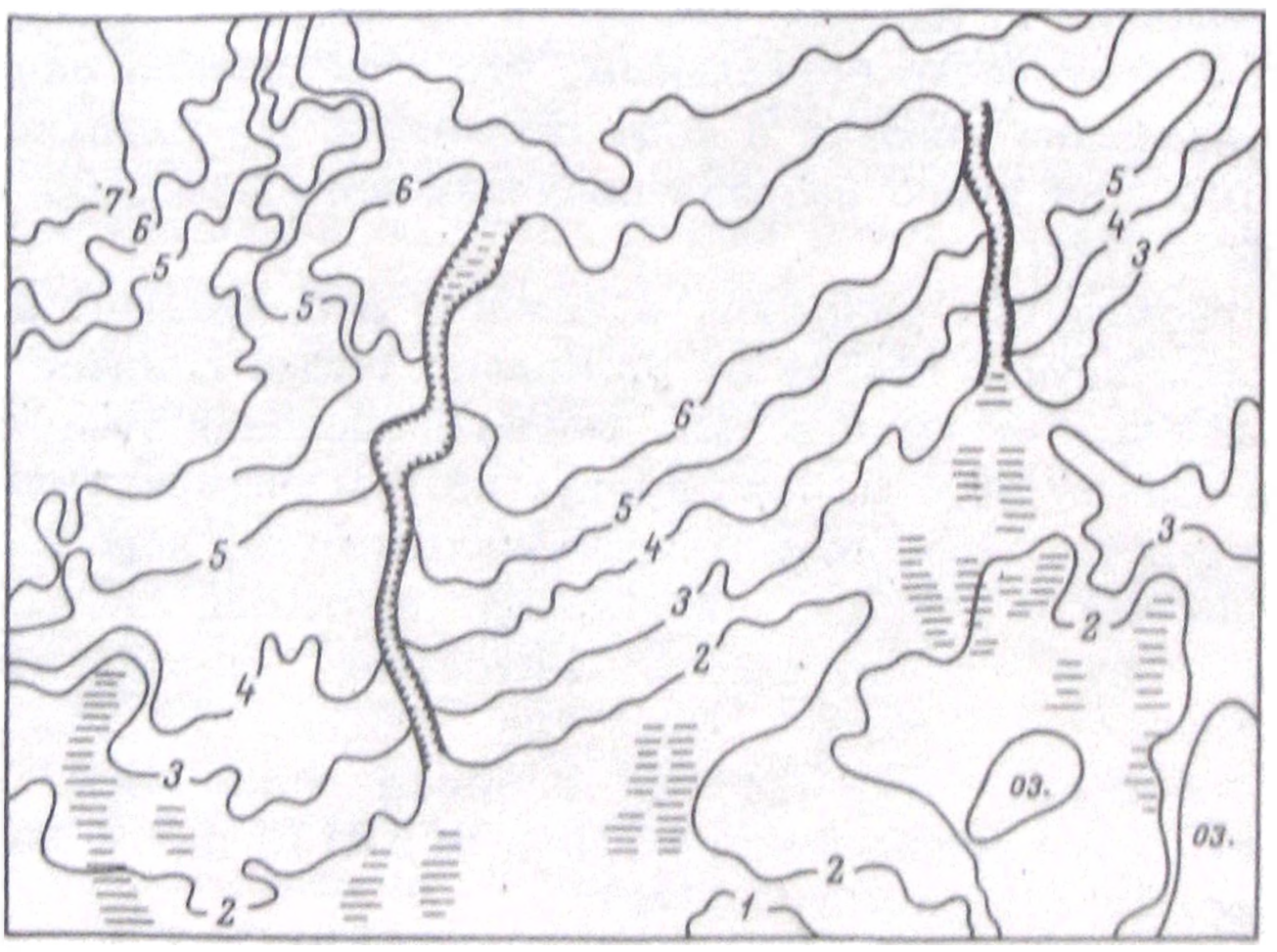


Рис.13. Русла древних водотоков и береговая линия приледникового бассейна на Терском побережье Кольского полуострова.

Диатомовая флора представлена немногочисленными формами при преобладании пресноводных или в близком к равному соотношении пресноводных и морских форм. В составе пыльцы здесь установлены комплексы лесотундрово-редколесного типа, отличающиеся чередованием спектров с преобладанием то пыльцы древесных растений, то спор (Никонов, 1964б; Лебедева; 1969), что, по-видимому, подтверждает отнесение времени формирования уровней P_{11} и P_{10} к первой половине пребореального времени. Существенно отметить, что на предельных уровнях развития бассейна, сформировавшего уровни P_{12} и P_{11} охарактеризованные отложения до настоящего времени не обнаружены. Максимальные высоты их распространения-60-80 м в Сайда-губе (по данным Ю.П.Барановой) и 74 м - в долине р.Керц. В остальных случаях они участвуют в строении нижних частей разрезов поздне-послеледниковых террас, где кровля их размыта и они перекрыты более молодыми осадками.

Распространение террас, отвечающих уровням P_9-P_5 в пределах Кольского залива и долины р.Туломы, охарактеризовано в упоминавшихся работах А.А.Полканова (1937), Г.И.Горецкого (1941), М.А.Лавровой (1960) и А.А.Никонова (1964б). В долине р.Лотты, по данным А.А.Никонова (1964а), рассматриваемая серия уровней представлена в диапазоне от 80-95 м в прилежащей к устью части долины до 90-115 м в ее средней части; в долине р.Колы, по данным Г.И.Горецкого (1941), - соответственно, от 65-85 до 70-100 м. Наиболее полные разрезы осадков этой фазы регрессии известны, по исследованиям Г.И.Горецкого (1941), в долине р.Кожи и долине р.Туломы у порога Кривец, где они отмечены в основании более молодых террас на отметках, не превышающих 66.9 м. В первом из указанных пунктов в 5-6-метровой толще средне- и крупнозернистых песков с гравелистыми прослоями встречена обильная фауна, представленная 17 видами, две трети из которых принадлежат бореальным и арктическо-бореальным, что определенно свидетельствует об улучшении условий в ходе регрессии. По раковинам Hyatella arctica из этого разреза получена дата 9340±100 лет (Арсланов и др., 1974).

Помимо упомянутых разрезов, в связи с расширением дороги Мурманск-пос.Падун к северу от ур.Кривец толща осадков времени регрессии была вскрыта в теле раннеголоценовой террасы, имеющей здесь высоту 56.6 м. На отметке 48.1 м интересующие нас отложения представлены разнозернистыми песками, переполненными раковинами Mytilus edulis, Hyatella arctica, Macomo baltica, Astarte compressa, Littorina saxatillis (Ol) и Borenatica claussa Br. et Sow. По створкам Hyatella arctica из этого разреза получены даты: 9490±100 лет - по внутренней фракции и 9240±150 лет - по промежуточной фракции (Кошечкин, 1972в).

К востоку от Кольского залива, в условиях меньшего расчленения побережья, аккумулятивные образования древнеголоценового комплекса не получили широкого распространения. Соответствующие

береговые линии представлены преимущественно в виде абразионных уровней, выработанных в кристаллических породах, либо в виде скульптурных террас, осложняющих обращенные к морю склоны флювиогляциальных дельт. Поэтому их возраст установлен по соотношению высоты их распространения с высотным положением верхней морской границы развитых ниже береговых образований ранне- и среднеголоценового комплекса (Кошечкин, 1970; Кошечкин, Кудлаева и др., 1971). Так, „главная линия" - P_{12} - прослеживается здесь в губе Ярнышной (64 м), в вершине губы Барышихи (62.7 м), к западу от губы Золотой (62.8 м), в губе Федотовой (63 м), в долине руч.Городецкого (64.3 м). „Сдвоенной" береговой линии P_{11} - P_{10} отвечает терраса высотой 53 м в устье р.Вороньей. Эта же береговая линия устанавливается и выше по долине реки, у водопада Н.Падун (56.7 м), а далее по побережью - в губах Подпахте (54-56 м), Териберской (56.7 м), Дальнезеленецкой (56.7), Шубиной (56.4 м), Золотой (56.2 м), в кутовой части Святоносского залива (55 м) и в долине р.Поной, в 2 км вверх по течению реки от с.Поной (54.7 м). По данным Г.Д.Рихтера (1936) соответствующая терраса хорошо развита и выше по долине, где она сложена типичными морскими песками.

Дополнительные уровни, сформированные в ходе регрессии древнеголоценового бассейна, отмечены в губах Долгой (50.4 м), Териберской (55.2 м), в устье р.Вороньей (53.3 м), в губах Шельпино (52 м), Барышихе (51.1 м), Золотой (54.0 м), на о.Харлов (48.0) и в Панфиловском заливе (52.6 м).

Далее по Терскому берегу береговые образования древнеголоценового комплекса выделяются с очень малой долей достоверности. Лишь в отдельных случаях в рельефе намечается положение береговых линий, с которыми сопряжены системы древних водотоков (рис. 13). Однако для суждения о том, что эти береговые линии принадлежат именно морскому бассейну, данные отсутствуют. Следует вспомнить, что в одной из своих ранних работ, посвященных позднe-послеледниковому поднятию восточной части Балтийского щита, М.А.Лаврова отмечала, что в пределах Терского берега „верхние абразионные уровни не дают ясной картины постепенно возрастающего поднятия по направлению к западу, а также не имеют аналогов на северном берегу Кольского полуострова" (Лаврова, 1939, с.6). Это обстоятельство М.А.Лаврова объяснила существованием здесь в древнем голоцене приледникового бассейна, занимавшего эту часть котловины Белого моря. Как доказано последними работами, режим приледникового бассейна сменился морским режимом лишь во второй половине пребореального времени (Евзеров и др., 1976). Поэтому имеющиеся в литературе разноречивые указания на положение в этих районах верхней „морской" границы на отметках от 127-138 м, по А.Д.Арманду и Л.Я.Самсоновой, до 260 м по Н.И.Апухтину (1956), вероятнее объяснить присутствием здесь береговых образований целой системы, по-видимому, разновозрастных приледниковых бассейнов. Допущение о проникновении в кот-

ловину Белого моря морских вод со стороны Балтики[1] представляется маловероятным, так как последние исследования Х.Хюварине-на позволяют сделать вывод о том, что воды Балтийского ледникового озера не достигали области Онего-Беломорского водораздела (Hyvarinen, 1973).

Среди береговых образований приледникового водоема в западной части бассейна Белого моря могут быть намечены вероятные возрастные аналоги маркирующих собственно морских береговых линий. В частности, ориентируясь на хронологические рамки шкалы Блитта-Сернандера, с началом пребореального времени - времени формирования „главной береговой линии" - можно связать береговые образования, описанные А.Д.Армандом и Л.Я.Самсоновой (1969) в пределах Колвицких и Кандалакшских тундр на высоте 90-100 м и, в соответствии с данными Г.И.Горецкого (1951), продолжить эту границу в районе Кандалакши (90-94 м) и Княжой губы (103-106 м). С этой же границей, вероятно, можно сопоставить верхние (на высоте 120-130 м) уровни серии абразионных террас, установленных В.А.Ильиным, А.Д.Лукашовым и И.М.Экманом (устное сообщение) в бассейне озер Б. и М.Куйто, где они сопряжены с краевыми образованиями, сопоставляемыми с грядами сальпаусселькя.

Ближе к побережью высота этой линии заметно снижается, составляя, по Г.И.Горецкому (1951), 75-76 м в районе г.Кеми и 52-56 м - в устье р.Выг.

Береговые образования раннеголоценового комплекса

Серия морских террас раннеголоценового комплекса, представленная трансгрессивным уровнем P_5 и следующими за ней по времени формирования линиями P_4-P_1 с перерывами, представлена по всем побережьям Норвежского, Баренцева и Белого морей. По данным В.Таннера (Tanner, 1930), террасы этого комплекса распространены на востоке Финмаркена в пределах Альта-, Порсангер-Лакс- и Тана-фиордов. На побережье Южного Варангера трансгрессивная береговая линия P_5' зафиксирована в Реппене на отметке 61 м, у Ньюэльва - 63.1, у Гандвика - 65.8, у Хаукдаля - 64.6 и в Бугефиорде - 61 м. Регрессивные уровни раннеголоценового комплекса установлены в Реппене на отметках 47 и 44, у Ньюэльва - 35.0, у Гандвика - 40.7 и у Хаукдаля - 38.7 м (Synge, 1969).

В долине р.Паз террасы раннеголоценового комплекса не образуют четкой выраженной серии и представлены фрагментарно. В от-

---

[1] Дискуссионный вопрос о возможном Беломорско-Балтийском соединении в полном объеме не обсуждается нами, так как вероятные пути проникновения позднеледниковых вод частично лежат за пределами рассматриваемого региона.

ложениях террас известны хорошо развитые мидиевые банки. По раковинам Mytilus edulis из ракушечного горизонта в цоколе позднеголоценовой террасы на отметке 18.5 м на 12-м км дороги на Борисоглебскую ГЭС получена дата 8590±60 лет (Арсланов и др., 1974). По исследованиям Л. Аарио (Aario, 1943), известен разрез трансгрессивной фации бассейна на левом берегу р.Сюссян-йоки на абсолютной высоте 39 м. В составе обнаруженных здесь 25 видов диатомовых преобладают Navicula distans, Isthmia nervosa, Cocconeis nervosa, Cocconeis acuttelum v.parva. Эвригалинные виды представлены Coscinodiscus lacustris, Synedra tadulata и др. На поверхности террас раннеголоценового комплекса в долине реки обнаружен ряд мезолитических стоянок. Две из них исследованы П.Симонсеном (Simonsen, 1963): на левом берегу у пос. Ноатун на отметке 55.8 м и на о.Граухольмен. Здесь найдены единичные скребки, отщепы и нуклевидные и дисковидные орудия, относимые Симонсеном к комсо-культуре. Несколько выше по реке Н.Н.Гуриной (1971) обнаружена группа стоянок в интервале высот от 58 до 60 м. Инвентарь представлен преимущественно кварцевыми и кварцитовыми орудиями. Характер кварцевых орудий и отсутствие керамики позволяют наиболее вероятно датировать эти стоянки 5–6 тысячелетием до н.в., что подтверждает возраст самих террас.

На полуостровах Рыбачьем и Среднем образования раннеголоценового комплекса представлены четко выраженными абразионными уступами (рис.14) и сериями галечниковых береговых валов. Трансгрессивная линия P_5, характеризуется отметками 62.5 м – в губе Б. Корабельная, 59.9 м – в зал.Сантамуккавуоно, 63.9 м – в губе Эйне, 62.9 м – в Моче-губе, 67.4 м – в ур.Парапеллон, 68.6 м – на мысе Волоковом, 69.5 м – в губе М. Волоковой, 62.9–67.8 м – в губе Кутовой. Трансгрессивная природа этой линии подтверждается здесь фактом несогласного причленения осложняющих поверхность террасы береговых валов к береговым образованиям более ранней генерации. Песчаные осадки, в редких случаях участвующие в строении террас, в долине руч.Корабельного на отметке 43.0 м содержат створки моллюсков, среди которых определены Astarte borealis Chemn. var.placenta Mörch, A. borealis Chemn. var.jenisseae Sahke, A.sulcata da Costa, Mya truncata L. var.uddevalensis Hanc. и др. На более низких отметках охарактеризованные комплексами ископаемой пыльцы и спор (зоны VIII, IX, по Р.М.Лебедевой) и фораминифер (комплекс *E*, по Фейлинг-Хансену) отложения раннеголоценового бассейна установлены недавно Л.В.Ивановой, Р.М.Лебедевой и нами в губе Эйне.

С террасами раннеголоценового комплекса здесь также связано большое число мезолитических памятников, сосредоточенных преимущественно в двух пунктах: на берегах зал.Большая Мотка и на северо-восточной оконечности п-ва Рыбачьего – в районе мыса Цыпнаволок. В последнем из указанных районов Н.Н.Гурина (1971) описывает их у горы Аникиевой на отметке 50 м. По характеру орудий

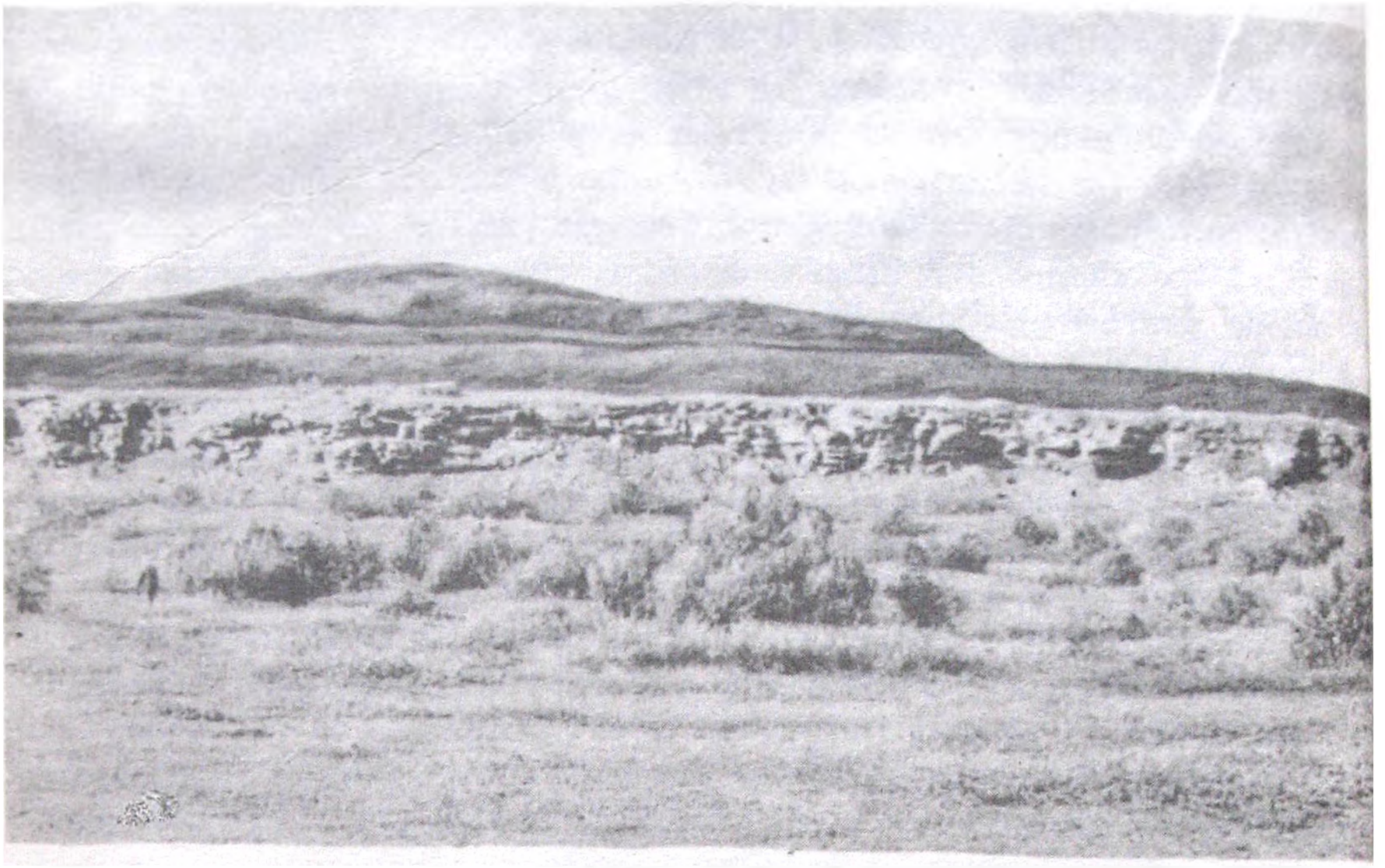


Рис.14. Серия поздне-послеледниковых морских террас в губе Кутовой (южное побережье п-ва Средний). Над абразионным уступом - поверхность террасы раннеголоценового бассейна высотой 34.8-49.0 м. Фото А.Л.Кудлаевой.

находки датируются 6-7 тысячелетием до н.в. Б.Ф. Земляков (1937, 1940) отмечает стоянки „арктического палеолита" на отметках 37,2-38.3 (гора Аникиева), 36.3 (гора Перевальная) и 27.3 м (мыс Сергеева).

В бассейне р.Печенги уровни раннеголоценового комплекса выражены весьма отчетливо (рис.11), особенно в средней части долины, где они образуют серию скульптурных террас, выработанных в осадках флювиогляциальных дельт в устье р.Какурийоки и близ Луостари. Полная серия береговых линий рассматриваемого комплекса наблюдается на обращенном к северу склоне возвышенности на правом берегу р.Печенги на 17-м км шоссе Лиинахамари-Заполярный.

На западном побережье Мурмана, между р.Печенгой и Кольским заливом, морские террасы раннеголоценового комплекса выражены хорошо. В долине р.Титовки, от устья до пос.Ст.Титовка, береговая линия P_5, прослеживается на отметках 69.3-70.9 м, в губе Западная Лица - на высоте 66-67 м, в долине р.Уры ей отвечает поверхность флювиогляциальной дельты в 7 км выше пос.Ура-губа на отметке 65.1 м. Регрессивные уровни раннеголоценового комплекса отмечены на отметках 58.5-61.0 (рис.15), 48.3-50.5 и 36 м - в долине Титовки, 61.1, 51-52.2, 48.0-48.5 и 38.9 м - в долине Западной

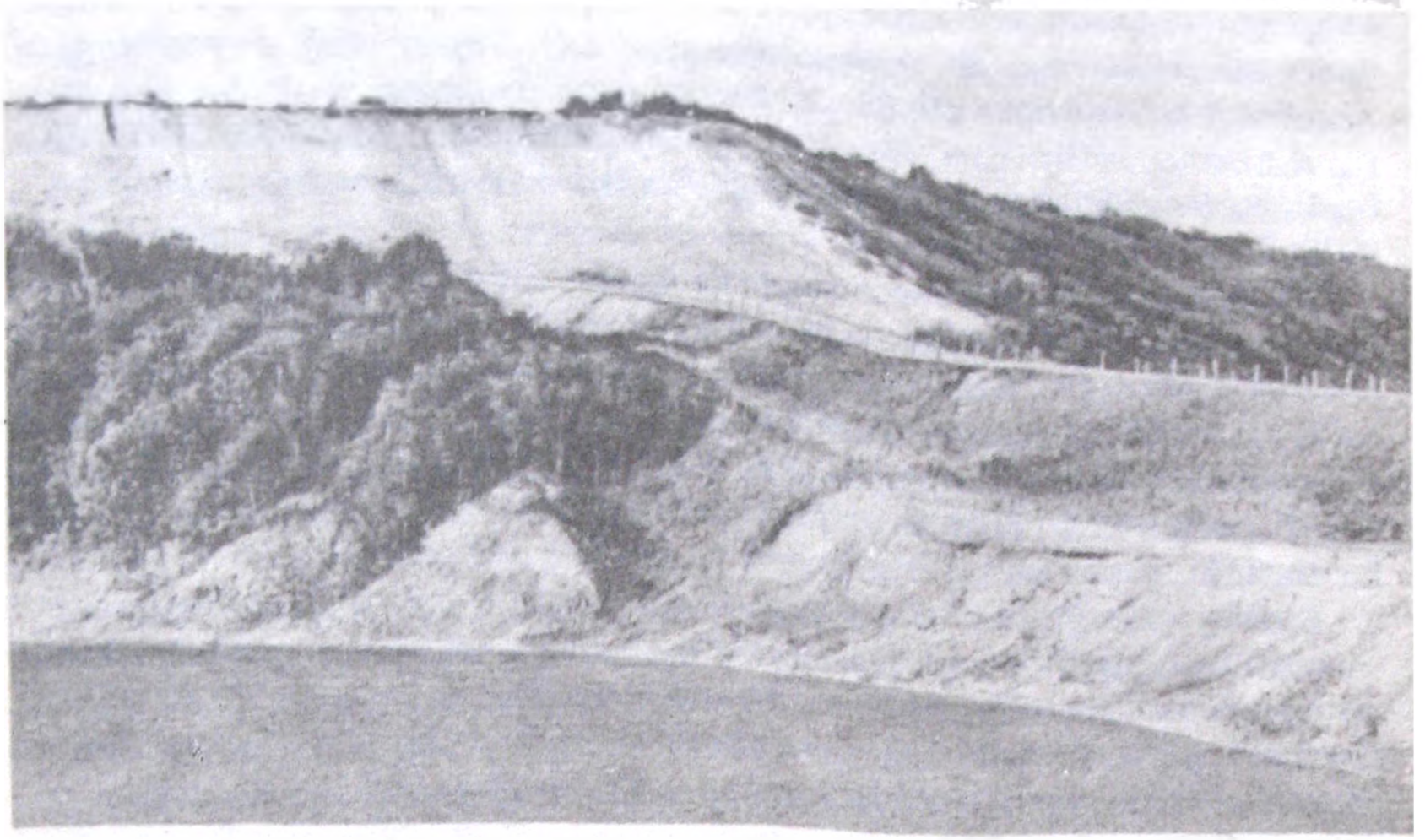


Рис.15. Терраса раннеголоценового бассейна высотой 50.5 м в нижней части долины р. Титовки. Фото А.Л.Кудлаевой.

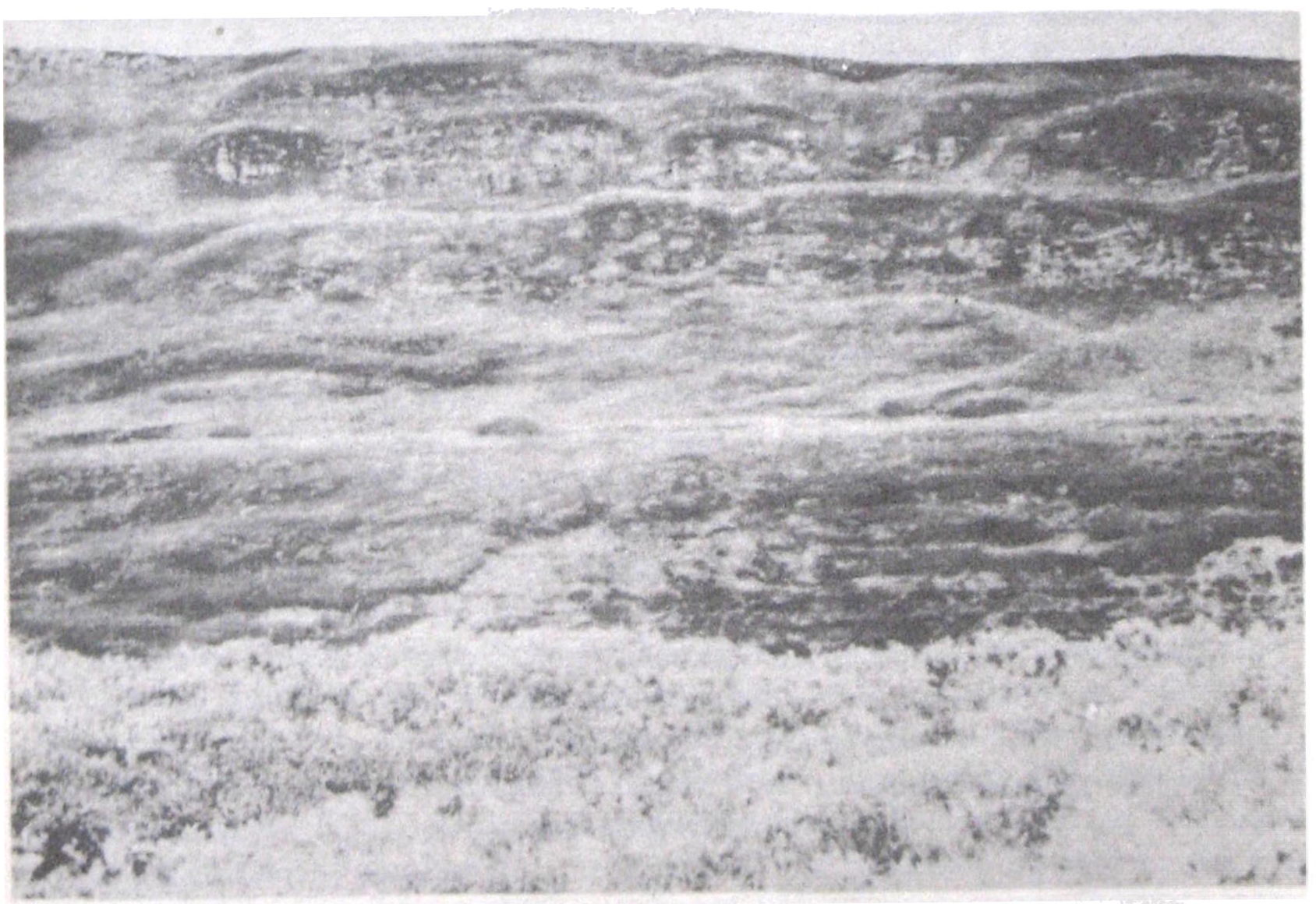


Рис.16. Абразионные террасы раннеголоценового комплекса на южном побережье о.Кильдин. Фото А.Л.Кудлаевой.

Лицы, 61.6–62.7, 54.4 и 46.7 м – в долине р.Уры. Фаунистически охарактеризованные осадки времени регрессии раннеголоценового бассейна известны, по исследованиям Ю.П.Барановой, в губе Карелинской на отметках 50–55 м. Фауна представлена Mytilus edulis L., Astarte elliptica Brown, A.montagui, Littorina littorea L., L.rudis, Purpura lapillus, Tellina baltica L., Acmaea rubella и др.

Большой интерес в этом районе представляют также приуроченные к поверхности террас времени регрессии раннеголоценового бассейна находки пемзовой гальки. Впервые она была обнаружена здесь А.А.Полкановым (1937) на 32-метровой террасе Карелинского наволока. Нами значительные скопления гальки отмечены в губах Ворьей (34.0 м) и Карелинской (32.6 м), т.е. также в интервале между уровнями P_2 и P_1.

Данные о высотах террас раннеголоценового комплекса, развитых в пределах Кольского залива и в долине р.Туломы, обобщены на спектрах береговых линий, опубликованных в работах А.А.Полканова (1937), Г.И.Горецкого (1941) и М.А.Лавровой (1947). По долине р.Колы максимально высокий уровень раннеголоценового бассейна достигает 70 м близ ст.Лопарская, по долине р.Туломы – той же высоты. По долине р.Лотты, по данным А.А.Никонова (1959, 1964а), положение уровня P_5, фиксировано также границей максимального распространения палинологически охарактеризованных осадков бореального времени и достигает 120 м.

Наибольшее развитие отложения раннеголоценового бассейна получили в верхней части долины р. Туломы, между Юркиным и Нотозером. Они формируют здесь трансгрессивно-регрессивную серию, представленную преимущественно супесями и песчанистыми глинами зеленовато-серого цвета. Присутствие фауны морских моллюсков раннеголоценового комплекса установлено в этой части долины реки до отметок 62.4–65.8 м. Наиболее полные разрезы отложений раннеголоценового бассейна представлены в строении террас уровней P_4–P_1 и более низких. По исследованиям А.А.Полканова (1937), Г.И.Горецкого (1941) и А.А.Никонова (1964а, 1964б), они известны как в губах Кольского залива и в верхней части долины Туломы, так и по ее притокам: рекам Лотте, Коже, Улите и Пече.

Результаты спорово-пыльцевого анализа осадков из этих разрезов, полученные Р.М.Лебедевой, приведены в монографии А.А.Никонова (1964б). Они свидетельствуют о господстве на протяжении большей части времени формирования отложений березовых лесов с примесью сосны, сменившихся затем сосновыми лесами со значительным участием древесной березы.

На побережье Мурмана к востоку от Кольского залива верхняя граница распространения раннеголоценового бассейна устанавливается на отметках, близких 45 м. Лишь на о.Кильдин (рис.16) береговая линия P_5, характеризуется большими отметками: на мысе Могильном осадки, сформированные, по данным спорово-пыльцевого анализа, в течение бореального времени, распространены до отметки

50 м (Кошечкин и др., 1971). В остальных пунктах побережья значения высот рассматриваемой береговой линии следующие: в устье р.Зарубихи – 40.7 м, в устье р.Типунковки – 45.1 м, в Териберской губе – 43.4 м, в устье р. Оленки – 44.6 м, в районе губы Золотой – 44.5 м, у стье р.Харловки – 45 м.

К последующим, более низким уровням стояния раннеголоценового бассейна – P_4–P_1 – относится здесь большое число террас. Высоты этих регрессивных уровней составляют в губе Долгой – 38.7 и 29.7 м, в Териберской губе – 39.2, 37.4, 33.7 и 30.4 м, в устье р.Вороньей – 34.4, в Ярнышной губе – 36.5 и 31.9 м, в Дальнезеленецкой губе – 40.6 м и 33.7 м, в губе Шельпино – 40.0 м, в губе Шубиной – 40.0 м, в губе Золотой – 49.7, в губе Чегодаевке – 40.7 м, в нижней части долины р.Варзины – 29.8 м, в губе Ивановской – 41.4 м, 39.6 и 33.0 м, в Лумбовском заливе – 29 м, в Турна-губе – 30.2 м, в устье руч.Городецкого – 34.4 м и 27.5 м и в Качковском заливе – 35.4 м. Для нескольких пунктов побережья – Териберской губы и вершины Святоновского залива – результаты спорово-пыльцевого анализа подтвердили формирование аккумулятивных частей указанных террас в бореальное время (Кошечкин, Кудлаева и др., 1971). В устье р.Климовки террасовые отложения на соответствующей высоте охарактеризованы фаунистически. Ю.П. Барановой отмечены Astarte elliptica Brown., A. borealis Chemn и A. montagui Dillw.

На высоте, близкой 45 м, маркирующая береговая линия удерживается и к юго-востоку от мыса Святой Нос – в пределах Терского берега. Она отмечена в Панфиловском (43.8 м) и Качковском (44.8 м) заливах и в устье р.Поной (44.8 м). К югу от Поноя и далее на запад по Терскому берегу Кольского п-ва эта береговая линия развита в устье руч.Красного (43.3 м), в долине р.Пялки (43.0 м), в долине р.Варзуги (рис.17), где ее высота увеличивается до 44.9 в районе изб Яма до 55.4 м и в устье р.Ареньги, в долине р.Сальницы (43.4 м) и на водоразделе рек Кузреки и Черной (42.9 м). Как уже указывалось (Кошечкин, Каган и др., 1973), береговая линия P_5, играет на Терском побережье роль верхней морской границы.

К числу дополнительных уровней, сформированных в ходе регрессии раннеголоценового бассейна, – P_4–P_1 – на Терском побережье следует относить береговые линии, развитые в Лумбовском заливе (29 м), Турна-губе (30.2 м), в долине руч.Городецкого (34.4 и 27.5 м), в Качковском заливе (35.4 м), в долине руч.Даниловского (30.2 м), долинах рек Пялки (37.3 и 28.4 м), Снежницы (30.4 м), Пялицы (28.3 м), Чапомы (30 м), Стрельны (36 и 30 м), Чаваньги (32.5 м), Варзуги (от 30.7 до 36.2 м), на мысах Корабль (32.1 м) и Толстик (35.7 м), в долине руч. Бучия (40.3 м и 36.0 м), в долине р.Оленицы (27.4 м).

Палеонтологически охарактеризованные отложения раннеголоценового бассейна установлены в этой части побережья в ряде разрезов морских террас по рекам Пялице, Варзуге, а также в нижней части

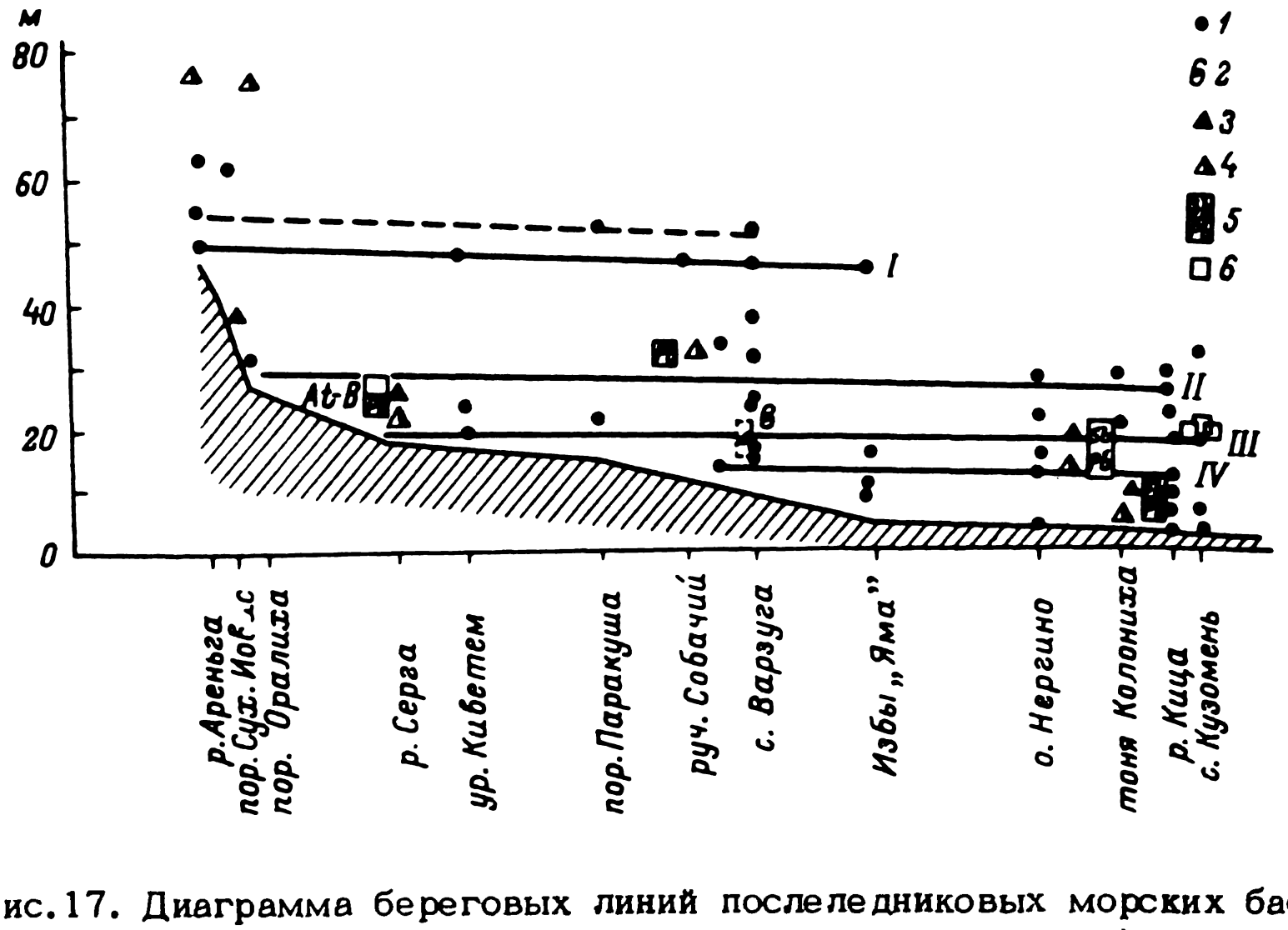


Рис.17. Диаграмма береговых линий послеледниковых морских бассейнов в долине р.Варзуги (Кошечкин, Каган и др., 1973).

I – наивысшая береговая линия раннеголоценового бассейна (P_5'); II – наивысшая береговая линия среднеголоценового бассейна ($^5N_8$); III –наивысшая береговая линия позднеголоценового бассейна (N_5); 1У – дополнительная трансгрессивная линия позднеголоценового бассейна (N_4); 1 – пункты измерений высот береговых линий; 2 – находки морской фауны; 3 – находки морских диатомей; 4 – находки пресноводных диатомей; 5 – положение разрезов осадков, датированных по результатам спорово-пыльцевого анализа; 6 – неолитические стоянки.

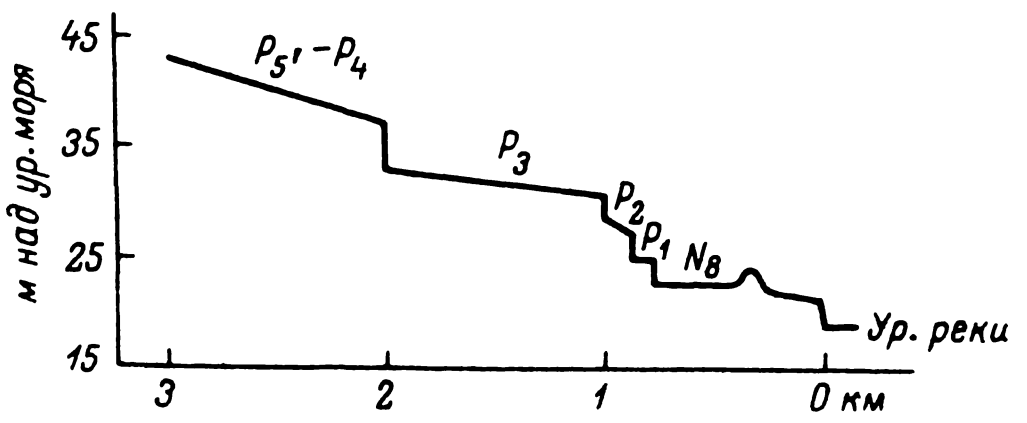


Рис.18. Профиль морских террас ранне- и среднеголоценового комплексов в районе с.Мать-гора (Карельский берег Белого моря).

разреза голоценовых осадков в цоколе террасы с отметкой 14.4 м на левом берегу р.Кузреки (Кошечкин, Каган и др., 1973; Евзеров и др., 1976).

В пределах Колвицких и Кандалакшских тундр верхняя граница распространения раннеголоценового бассейна устанавливается на высоте 80–85 м (Арманд, Самсонова, 1969). На этих отметках она наблюдалась нами уже к западу от р.Умбы, на склонах возвышенности „Спарта", где уровням P_5–P_1 соответствует серия близко расположенных береговых линий с отметками 83.0, 81.1, 80.7, 79.1, 74.5, 67.3, 62.4, 60.8; 57.1, 50.1 и 47.5 м. Рассматриваемая серия уровней прекрасно выражена в нижней части долины р.Колвицы (между с. Колвица и Колвицким озером) и далее по депрессии, занятой озерами Колвицким и Б. и М. Глубоким. В вершине этой депрессии, близ северо-западной оконечности оз. М. Глубокого, на отметке 66.1 м представлена регрессивная часть разреза раннеголоценовых осадков – буровато-желтые разнозернистые пески с галькой и гравием, переходящие к низу в мелкозернистые пески, суглинки и глины, содержащие комплекс диатомей, характерный для раннего голоцена (заключение Л. Я. Каган).

На западных склонах Кандалакшских тундр и в долине р.Нивы береговые линии раннеголоценового комплекса выражены нечетко. В пределах последней соответствующие по возрасту отложения известны по материалам С. В. Эпштейна (1934). Они характеризованы фауной морских моллюсков, среди которой встречены Astarte borealis, Macoma calcarea, Hyatella arctica и др.

С террасами раннеголоценового комплекса в долине р.Нивы связан ряд мезолитических стоянок, открытых в 1971–1972 гг. Ю. В. Титовым и А. В. Пессонен на отметках 64.35, 52.34, 49.73 и 30.2 м. Более отчетливо береговые образования и отложения раннеголоценового комплекса представлены по берегам Ковдозера и в долине р. Канды. По берегам озера С. В. Эпштейном (1934, 1941) хорошо развитые террасовые образования отмечены в северо-восточной части котловины Ковдозера на отметке 57.3 м и на юго-западе котловины, близ устья р.Иовы, на высотах 56 и 59 м. В долине р.Канды с рассматриваемым комплексом соотносятся террасы высотой 43.3, 47.1 и 52 м. (Кошечкин, Каган и др., 1973). С указанным высотным пределом развития раннеголоценовых уровней хорошо согласуются данные Н. И. Апухтина (1956), А. Д. Арманда (1969) и С. В. Эпштейна (1934, 1941) о распространении отложений, содержащих морскую фауну, состав которой близок комплексу бассейна фолас в Скандинавии.

По раковинам Hyatella arctica из ракушечной банки на отметке 55.0 в отводном канале Иовской ГЭС получены даты: 8300± ±100 (внутренняя фракция) и 8220±190 лет (Арсланов и др., 1974). Однако в отношении возраста осадков, содержащих комплекс фауны, до недавнего времени среди исследователей не было единства. Так, содержащие фауну отложения в карьере на отметках 55 м у ст. Княжая Г. И. Горецкий (1940) соотносил с периодом древнеголоценовой регрессии, а А. Д. Арманд (1969) – с паудорфским межстадиалом.

Полученные же радиоуглеродные даты в образцах из основания и кровли ракушечного горизонта, составляющие, последовательно, 8890±210 и 8730±140 лет, указывают на раннеголоценовый возраст осадков. Аналогичным образом обстоит дело и с отложениями, датированными А.Д.Армандом временем паудорфского межстадиала, близ ст.Проливы. Полученная здесь дата составляет 7740±130 лет. Таким образом, и в этом случае мы имеем дело с осадками не древнее раннего голоцена (Арсланов и др., 1972).

В пределах Карельского берега Белого моря положение уровней раннеголоценового комплекса известно лишь в ограниченном числе пунктов. Наиболее определенно они устанавливаются в нижней части долины р.Выг, где верхняя граница распространения морских осадков бореального времени указывается Э.И.Девятовой (Девятова, Лийва, 1971) на отметках 34–36 м. Вероятно, однако, что, как и в других районах побережья, морские осадки зафиксированы здесь несколько ниже максимального предела распространения морских вод. На профиле с отчетливо выраженной морфологически границей распространения среднеголоценового бассейна (линия N_9) на отметках 21.1–24.5 м в районе пос.Мать-гора (рис.18) выше этого уровня определенно представлены по крайней мере четыре хорошо выраженные, последовательно сформированные береговые линии с отметками 38–43.3, 30.9–33.5, 29.4 и 25.3–26.9 м. При этом первая (38–43.3 м) может быть принята в качестве маркирующего уровня P_5,, а лежащие ниже рассматриваются в качестве аналогов уровней P_4–P_1.

Береговые образования среднеголоценового комплекса

На крайнем северо-западе региона береговые образования среднеголоценового комплекса представлены чрезвычайно широко как в виде аккумулятивных террас в вершинных частях Альта-Тана-Лакс и Порсангер-фиордов и в открывающихся в них долинах рек, так и в виде абразионных уровней на открытом побережье. Морфология и высотное положение этих образований охарактеризованы в работах В.Таннера (Tanner, 1906–1907) и М.Мартинуссена (1945). По исследованиям последнего, линия тапес Таннера является метахронной, распадаясь на несколько линий второго порядка (N_9–N_6). Выше 17-метровой изобазы линия N_9 совпадает с линией В.Таннера. В пределах Финмаркена линия тапес (N_9–N_6) увеличивает свою высоту от 10 м на островах северного побережья до 20 (N_6), 23 (N_7), 28 (N_8) и 32 (N_9) и в области наиболее глубокого проникновения вод среднеголоценового бассейна.

В Дьюпдале, Олдервике и на о.Серейя береговые линии среднеголоценового комплекса имеют ряд датировок по древесине ели и сосны, извлеченной из болот, развитых на поверхности соответствующих террас. Так, интервалу между уровнями тапес I и II соответствует

значение возраста 6350±150 лет; между уровнями тапес II и тапес III - 5700±150 лет и 5500±150 лет; уровню тапес IУ - (на отм. 15.0 м) - 4820 лет (Marthinussen, 1960).

В ряде пунктов к поверхности террас рассматриваемого комплекса приурочены скопления пемзовой гальки. Максимальные высоты распространения верхнего пемзового горизонта контролируются отметками 19.7 м у Вардэ и 22 м на побережье Южного Варангера у Леквика (Tanner, 1906-1907).

В долине р.Паз террасовые образования раннеголоценового бассейна и соответствующие трансгрессивные осадки прослежены вплоть до южной оконечности о.Менико, где они, по данным Ю.П.Барановой, охарактеризованы комплексом тепловодной фауны (Cyprina islandica, Mactra elliptica), соответствующим уровням бассейна тапес вплоть до максимальной границы своего распространения на отметке 37.0 м.

С террасами среднеголоценового комплекса в долине р.Паз связано большое число памятников преимущественно неолитического времени. На о.Эленхольмен неолитическая стоянка на отметке 13.5 м датирована по древесному углю возрастом 4550±110 и 4650±150 лет (Simonsen, 1963), что позволяет рассматривать соответствующую террасу в качестве уровня не моложе N_5 или N_6.

На п-ве Рыбачьем верхней береговой линии комплекса отвечает четко выраженная широкая терраса или мощный береговой вал, зафиксированный в интервале высот от 22.4 до 26.6 м, на п-ве Среднем - в интервале от 24.5 до 26.9 м. Как видно на спектре (рис. 11), в большинстве этих пунктов положению верхней границы комплекса отвечает и верхний пемзовый уровень, определенно выраженный в большинстве заливов и губ (рис.19).

Осадки среднеголоценового бассейна в рассматриваемом районе представлены средне-, мелко- и тонкозернистыми песками и глинами. На юго-западе п-ва Рыбачий в этих отложениях, по данным Таннера, во многих пунктах отмечен комплекс теплолюбивой фауны, содержащей руководящую форму Cyprina islandica, причем в районе Керванто фаунистически охарактеризованные осадки распространены до высоты 20 м (Tanner, 1930). На северном и восточном побережьях полуострова известен ряд других местонахождений макро- и микрофауны, принадлежащей осадкам террас, составляющих рассматриваемый комплекс.

В бассейне р.Печенги следы деятельности среднеголоценового моря более отчетливы и представлены так же широко. Положение верхней границы распространения террас линии N_8 близ устья Печенгской губы надежно устанавливается на берегу зал.Сантариниеми, где на поверхности сложенного галькой мощного берегового вала на отметке 27.1 м отмечено значительное количество пемзовой гальки.

К востоку от Печенгской губы отчетливо выраженная береговая линия устанавливается в губе Амбарной на выс.26.9 м, где она сопровождается абразионным уступом. От устья р.Печенги террасы,

Рис.19. Пемзовая галька на поверхности террасы высотой 23.8 м в губе Скарбеевке (северное побережье полуострова Рыбачьего). Фото И.А.Варлакова.

соответствующие здесь комплексной линии тапес, непрерывно прослеживаются вверх по долине (рис.11) вплоть до пос. Корзуново, к югу от которого береговая линия достигает высоты более 40 м. В отложениях террасы Ю.П.Барановой описан комплекс фауны, характерной для среднеголоценового бассейна. В ее составе Anomia squamula, Mytilus edulis, Balanus percatus da Costa, Natica claussa Brod., Modiola modiolus, Cardium edule, Cyprina islandica, Astarte elliptica, Mactra elliptica и др.

Отложения рассматриваемой трансгрессивной фазы представлены также по правому берегу Печенгской губы, непосредственно к северу от устья р.Какурийоки. Палинологически охарактеризованные средне-

Рис. 20. Терраса среднеголоценового комплекса в нижней части долины р. Титовки с отметкой береговой линии 27 м. Фото А.Л.Кудлаевой.

Рис.21. Поверхность террасы среднеголоценового комплекса на южном побережье о.Кильдин с отметкой береговой линии 19,9 м. Вдали – ранне- и древнеголоценовые абразионные террасы. Фото А.Л. Кудлаевой.

голоценовые супесчаные осадки слагают нижнюю часть разреза террасы с отметкой 6.0 м. Те же отложения отмечены И.И.Киселевым в нижней части долины р.Какурийоки, а по результатам спорово-пыльцевого анализа - выделены и выше по долине, в основании террасы с отметкой 25 м (Кошечкин, Кудлаева и др., 1971).

В долине р.Титовки террасы, соответствующие тапес-границе, прослеживаются не далее, чем на 10-12 км от устья реки. Отметки наиболее высокой из них составляют здесь 25.1-27.0 м. Линии N_8 соответствует прекрасно выраженная широкая аккумулятивная терраса, сложенная светлыми, хорошо отсортированными косослоистыми песками (рис. 20). В бассейне р.Западной Лицы распространение террас среднеголоценового бассейна не выходит за пределы губ Западная и Малая Лица. По В.П.Зенковичу (1937), высота линии N_8 составляет здесь 26 м. По р.Уре береговые образования рассматриваемого комплекса представлены более широко и прослеживаются в долине реки почти вплоть до оз.Килп-явр. В Ура-губе они характеризуются тремя близкими, хорошо увязывающимися по высотам уровнями на отметках 26.6-26.9, 23.2-23.9, 20.7-21.7 м. В строении последней террасы участвуют песчаные осадки, формирование которых, по данным спорово-пыльцевого анализа, выполненного Е.С.Малясовой, связывается с суббореальной климатической фазой (Кошечкин, Кудлаева и др., 1971). Таким образом, в составе комплексной линии тапес здесь обнаруживается терраса, по-видимому, отвечающая еще одной трансгрессивной фазе, сопоставляемая с трансгрессивной береговой линией N_6.

Фаунистически охарактеризованные отложения среднеголоценового бассейна по р.Уре отмечены в двух пунктах: в губе Песчаной, где они залегают в основании позднеголоценовой террасы с отметкой 9.2-9.5 м (Кошечкин, Кудлаева и др., 1971), и в нижней части долины в основании 11-метровой террасы, где, по сборам М.С.Марковой и М.А.Лавровой (1960), определено 13 видов моллюсков, среди которых встречена Cyprina islandica и другие теплолюбивые формы.

В депрессии Кольского залива и по долине р.Туломы береговая линия N_8 меняет свою высоту от 25 м в устье Кольского залива до 35-36 м в районе горы Кола и 44.5-45 м у порога Падун. По долине р.Колы максимально высокое положение тапес-границы близко 40 м (Горецкий, 1941).

Г.И.Горецкий, М.А.Лаврова и А.А.Никонов, основываясь на изучении разрезов по рекам Улите, Пак и др., констатирует здесь двучленное строение толщи осадков среднеголоценового бассейна и отмечают наличие галечникового базального горизонта, разделяющего отложения, соответствующие фазам тапес II и тапес I.

Отложения времени трансгрессивной фазы тапес II наиболее богаты фауной, особенно в регрессивной части разреза. По материалам М.А.Лавровой, видовой состав моллюсков увеличивается в этих осадках более чем в два раза и достигает 51 вида. В комплексе с Cyprina islandica здесь встречаются Mactra elliptica,

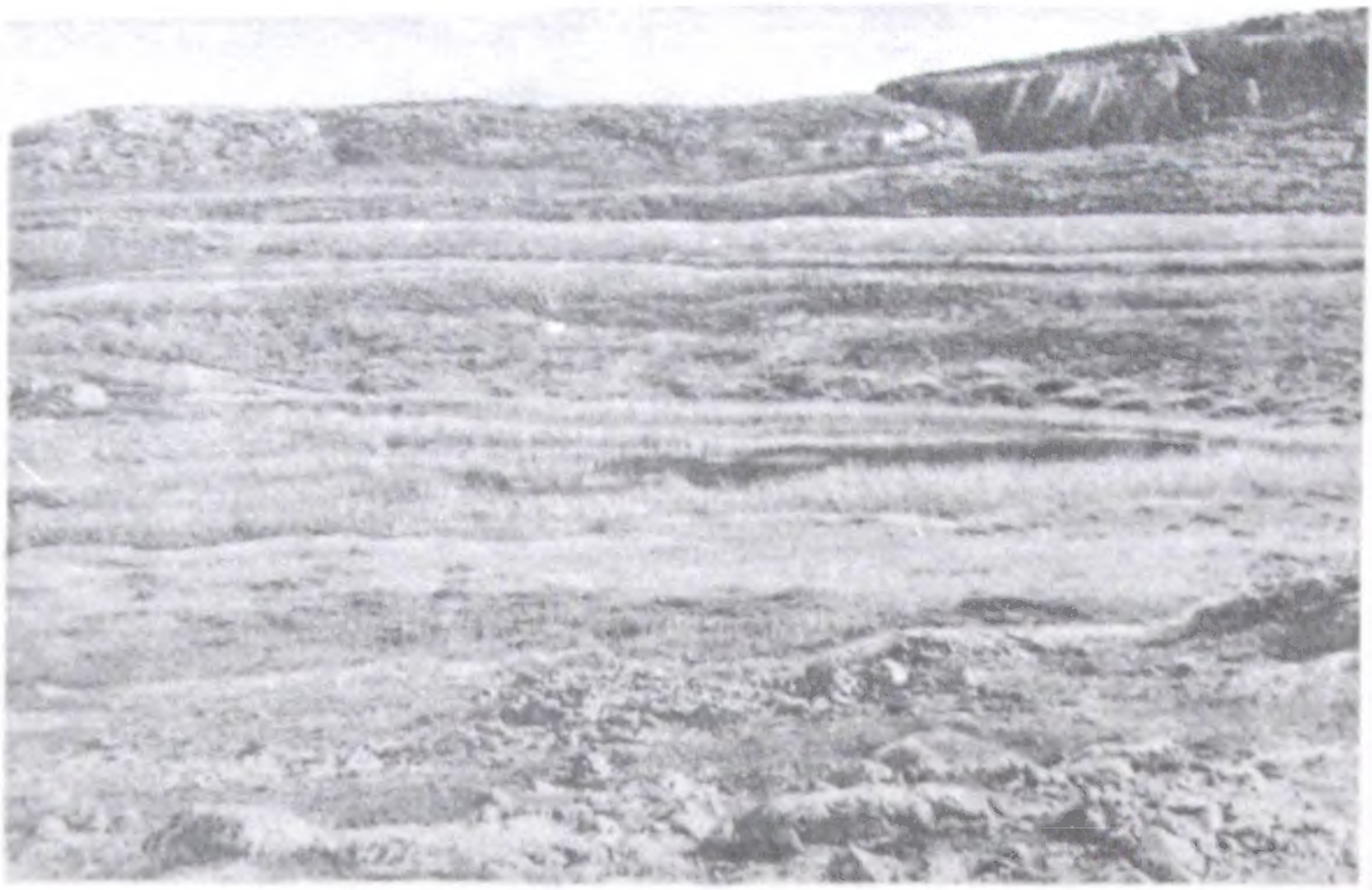


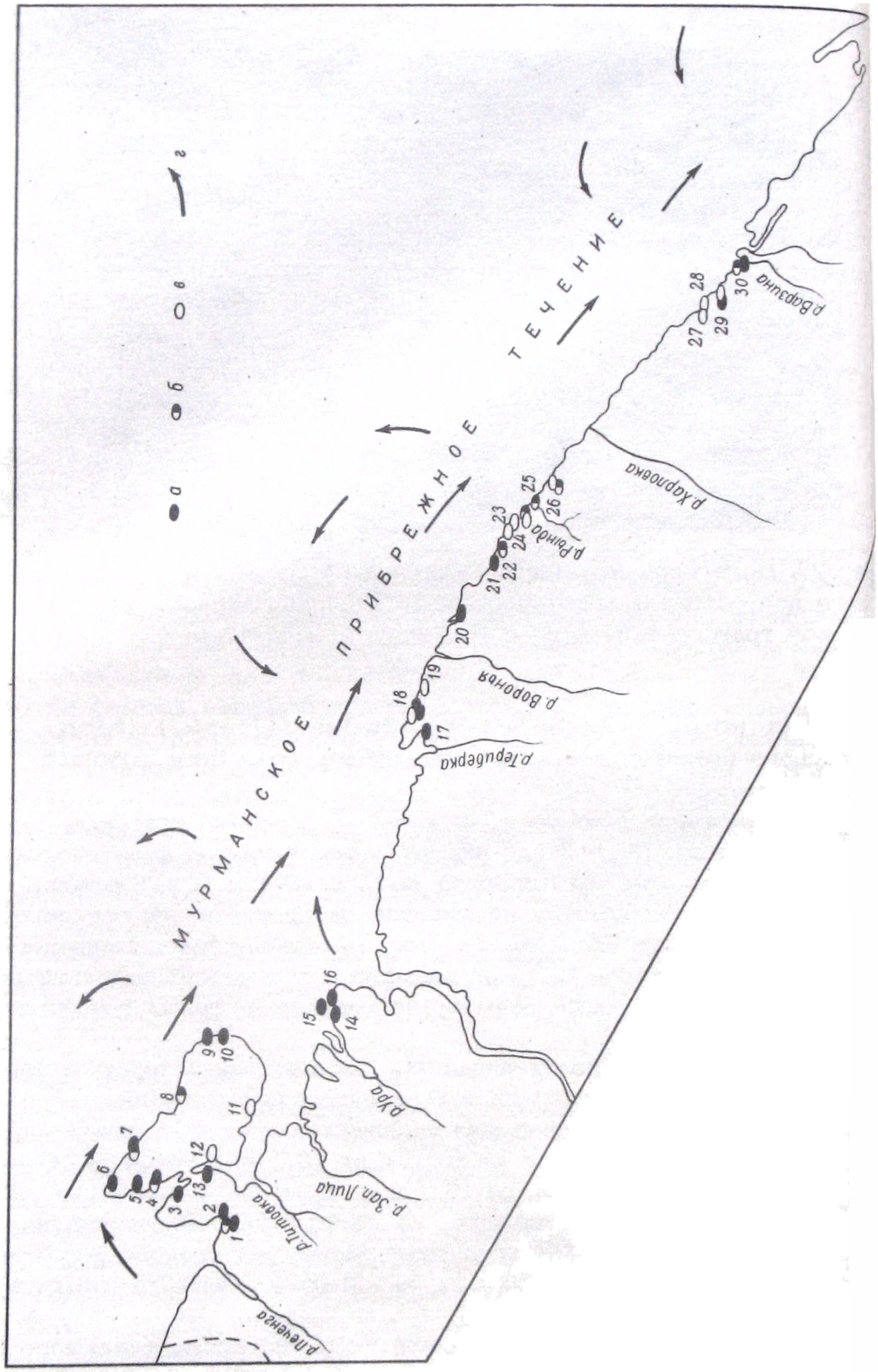
Рис. 22. Береговой вал в губе Красной (Мурманское побережье Кольского полуострова), сформированный в период второй среднеголоценовой трансгрессии (тапес II). Фото А.Л. Кудлаевой.

Cardium edule, Cardium elegantulum (Beck.) Möll. Массового развития достигают Acmaea rubella и Anomia squamula.

Число разрезов осадков фазы тапес II в рассматриваемом районе очень велико. Не приводя их, отсылаем читателя к неоднократно упоминавшимся работам Лавровой М.А. (1960) и А.А.Никонова (1964б). Однако, несмотря на широкое распространение среднеголоценовых осадков в бассейне Туломы, материалы к их палинологической характеристике не дают возможности надежно выделить комплексы, соответствующие всем трансгрессивным фазам среднеголоценового бассейна.

На о.Кильдин береговой линии N_8 соответствует хорошо выраженная терраса, представленная в вогнутостях берега на северном побережье острова и непрерывно прослеживающаяся на южном. Ее высота снижается с запада на восток от 23.7 м в устье руч.Северного и 22.0 м у мыса Бык до 19.9 м у мыса Могильного (рис.21). В ее разрезе близ оз. Могильного, по данным Т.В. Яковлевой, песчаные отложения содержат следующие формы моллюсков: Astarte borealis, Cyprina islandica, Margarites groenlandicus, Mya sp. и др.

На восточном побережье Мурмана террасы рассматриваемого комплекса отмечены в большинстве губ и устьевых частей речных долин на близких высотах - от 19.4 до 24.9 м (рис.22). В губах


МУРМАНСКОЕ ПРИБРЕЖНОЕ ТЕЧЕНИЕ
а
б
в
г
р.Пененга
р.Тиманка
р.Зап.Лица
р.Ура
р.Териберка
р.Ворочка
р.Рында
р.Кармакула
р.Варзина
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30

Орловке, Дальнезеленецкой, в устье р.Оленки и других пунктах к поверхности этих террас приурочены скопления пемзовой гальки, фиксирующей здесь верхний горизонт ее распространения (рис.23).

Осадки, содержащие форму комплекса Cyprina islandica, известны в этой части побережья лишь в Дальнезеленецкой губе (Дибнер, 1960; Кошечкин, Кудлаева и др., 1971). Помимо этого, осадки среднеголоценового бассейна отмечены в основании более молодых террас в губе Зеленецкой (Западной), где по створкам Hyatella arctica они датированы 4340±100 лет, в устье руч. Олейкова (губа Зарубиха), в долине р.Вороньей, у бывш. с.Голицыно, и в устье р.Варзины (Кошечкин, Кудлаева и др., 1971; Арсланов и др., 1974).

К поверхности террас среднеголоценового комплекса приурочен ряд неолитических стоянок. Их инвентарь представлен главным образом изделиями из кварца, среди которых преобладают скребки, реже встречаются наконечники стрел, ножи из сланца и шифера. Многочисленны шлифованные топоры, молоты, грузила от сетей. По сравнению с орудиями количество керамики невелико (Гурина, 1971а). Нами неолитические стоянки на поверхности террасы, соответствующей положению тапес-границе, отмечены в двух пунктах: в губе Орловке (24.4 м) и в устье р.Оленки (24.7 м).

К востоку от мыса Святой Нос и далее по Терскому берегу высота береговой линии N_8 первоначально удерживается в интервале высот от 22.9 до 25.6 м.

Рис.23. Распространение пемзовой гальки на северном побережье Кольского полуострова (Кошечкин, 1975).

а – верхний пемзовый уровень (N_8); б – пемзовый уровень, сопоставляемый с линией N_4; в – пемзовый уровень, сопоставляемый с линией N_2; г – направление прибрежных течений. П у н к т ы нахождения пемзы: 1 – зал.Сантариннеми (27.1 и 13.0 м); 2 – губа М.Волоковая (22.9 м); 3 – зал.Пумманки (24.5 м); 4 – р.Сюя (26.1 и 13.6 м); 5 – зал.Сантамукка-вуоно (26.6 м); 6 – губа Вайда (25.5 м); 7 – губа Скарбеевка (23.8 и 17.3 м); 8 – губа Зубовка (17.0 м); 9 – р.Аникиевка (22.4 м); 10 – губа Корабельная (22.5 м); 11 – Моче-губа (8.0 м); 12 – ур.Рока-пахта (8.0 м); 13 – руч.Корабельный (24.8 м); 14 – губа Ворья (32.3 м); 15 – Карелинский наволок (32.0 м); 16 – губа Карелинская (29.1 м); 17 – губа Орловка (24.4 м); 18 – губа Зеленецкая (8.2 м); 19 – губа Опасова (25.7 м); 20 – губа Дальнезеленецкая (21.2 м); 21 – р.Оленка (24.7 м); 22 – губа Тряшина (13.1 м); 23 – губа Вящина (7.5 м); 24 – губа Кекурская (8.6 м); 25 – губа Песчаная (15.0 м); 26 – губа Красная (16.4 и 7.8 м); 27 – губа Сидоровка (5.7 м); 28 – губа М.Ручьи (5.8 м); 29 – губа Дворовая (24.9 и 8.9 м); 30 – губа Варзина (22.0 и 15.0 м).

В пределах восточной оконечности Кольского п-ва имеет место снижение высот террас среднеголоценового комплекса. Их локальное распространение не дает пока возможности точной оценки высот и корреляции береговых линий. Однако данные датирования археологических памятников свидетельствуют о положении береговых линий среднеголоценового комплекса на отметках, более низких, нежели в соседних частях побережья. Так, в губе Нерпичьей близ устья р.Дроздовки на поверхности террасы с отметкой, близкой 6 м, Н.Н.Гуриной обнаружена неолитическая стоянка, датированная IУ-III тысячелетием до н.в.

В районе устья р.Сосновки на стоянке „Наволок", приуроченной к террасе высотой 7.0 м, по древесному углю получена серия дат: 4840±70, 4300±70 и 4170±60 лет назад. Этот диапазон дат указывает на то, что на восточном побережье Кольского п-ва формирование низких уровней, сопоставляемых в других частях побережья с поздним голоценом, произошло значительно раньше.

Поскольку соответствующие террасовые поверхности оказались освоенными первобытным человеком уже 4800 лет назад, т.е. на границе атлантического и суббореального времени, формирование самих уровней имело место в атлантическое время, и они должны быть отнесены к среднеголоценовому комплексу. О том же свидетельствуют взаимоотношения морских террас в устье р.Варзины, на ее правом берегу, где представлены аккумулятивные террасы с отметками 15.3 и 22.0 (рис.24). Нижняя из этих террас несет на своей поверхности определенно выраженный, хорошо развитый пемзовый горизонт. Верхняя - единичные гальки пемзы, инситное происхождение которых сомнительно в связи с присутствием на поверхности террасы многочисленных стоянок первобытного человека. В качестве гипотезы выдвигается предположение, что к западу от пункта наблюдений здесь имеет место перечисление линий N_9 и N_8. Терраса с отметкой 22.0 м представляет здесь линию N_9. Линия N_8 погружена и не выражена морфологически, а терраса с отметкой 15.3, несущая горизонт пемзы, соответствует более молодой линии N_5, формирование которой имело место уже в течение суббореального времени. Об этом свидетельствуют и результаты спорово-пыльцевого анализа осадков террасы с отметкой 15.3 м, возраст аккумулятивного покрытия которой соотносится В.С.Гуновой с суббореальным временем, а образование цоколя - с атлантическим (Кошечкин, Кудлаева и др., 1971).

Западнее Сосновки положение линии N_8 вновь контролируется высотами в интервале 23-24 м. В устье р.Пялки высота этой линии составляет 23.5, Пялицы - 23.3, Чапомы - 24.4, Стрельны - 24.0, Чаваньги - 24.4 м (Кошечкин, Каган и др., 1973). По долине р. Варзуги терраса, соответствующая верхней границе распространения среднеголоценового бассейна, развита от устья р.Кицы вверх по долине и выклинивается выше устья р.Серги. На этом отрезке долины ее высота меняется от 24.6 до 27.4 м. Распространение фаунистически охарактеризованных осадков прослежено М.А.Лавровой

Рис.24. Среднеголоценовые террасы в вершине губы Варзины (береговая линия N_5 с отм.22.0 м и береговая линия N_8 с отм.15.3 м). Фото А.Л.Кудлаевой.

(1960) до отметок 19–20 м, где к югу от с.Варзуга они слагают отчетливо выраженную террасу. Характер разреза последней – смена сверху вниз мелкозернистых песков крупнозернистыми, а затем гравием – свидетельствует о трансгрессивной природе береговой линии. М.А.Лаврова связывает ее со второй фазой среднеголоценовой трансгрессии тапес II. Однако высота террасы в сравнении с указанным положением тапес-границы свидетельствует о ее более позднем возрасте и принадлежности к уровням N_7 или N_6.

К западу от устья р.Варзуги, от Кашкаранцев до Кузреки, положение линии N_8 удерживается в пределах 24.2–24.8 м. Более молодые береговые линии среднеголоценового комплекса на Терском побережье представлены отрывочно и их корреляция затруднена. Соответствующие отложения широко развиты по долине р.Кузреки, слагая низы более молодых – позднеголоценовых террас. Разрезы в долине р.Кузреки изучались В.Г.Чувардинским, Н.И.Апухтиным и Л.И.Ткаченко (1972) и нами (Кошечкин, Каган и др., 1973; Евзеров и др., 1976). Еще несколько далее на запад от Кузреки береговая линия удерживается на высоте 24–26 м. Соответствующие ей по возрасту отложения слагают серию скульптурных террас в долине р.Черной, где они также содержат комплекс фауны бассейна

тапес (Кошечкин, Каган и др., 1973). В пределах п-ва Турьего, на профиле в долине руч. Макунского, отмечено, что мощная песчаная терраса, соответствующая здесь линии N_8, заметно повышается - до 29.4 м. К западу от п-ва Турьего линия N_8 вновь снижается, характеризуясь в долине р.Умбы отметкой 24.4 м. В долине р.Умбы среднеголоценовые осадки получили распространение близ устья реки, где по раковинам Astarte получена радиоуглеродная дата 5000±100 лет. Палеонтологически охарактеризованные осадки, сопоставляемые с фазой трансгрессии тапес II, установлены и к западу от Умбы, на берегах Пильской и Лев-губы (Кошечкин, Каган и др., 1973).

В пределах массивов Колвицких и Кандалакшских тундр береговая линия N_8 устанавливается на более высоких отметках. На склонах возвышенности „Спарта" (к западу от Лев-губы) ей соответствует широкая терраса с отметкой 44.0 м, в долине р.Колвицы - терраса с отметкой 44.2 м. На склонах горных массивов верхняя граница распространения вод среднеголоценового бассейна поднимается еще выше, достигая 50 м, что доказывается результатами пыльцевого анализа соответствующих террасовых отложений (Арманд, Самсонова, 1969). В долине р.Нивы возможна депрессия уровней среднеголоценового комплекса, так как наиболее отчетливо выраженная здесь послеледниковая терраса характеризуется высотой 22-23 м (Эпштейн, 1934; Лаврова, 1947). К западу от Нивы, в направлении Алакуртти, комплекс среднеголоценовых террас устанавливается в долине р.Канды на отметках 40.1, 34.1 и 32.6 м. По результатам спорово-пыльцевого анализа песчаные отложения этих террас датированы атлантическим временем. В цоколе наиболее низкой из указанных террас песчаные осадки с размывом налегают на более древние суглинки, датированные по содержащимся в них древесным остаткам возрастом 6820±60 лет. Судя по дате, эти отложения сформированы в ходе трансгрессивной фазы тапес I (Кошечкин, 1972а; Кошечкин, Каган и др., 1973). Тогда береговые линии высотой 40.1, 34.1 и 32.6 м следует индексировать как N_8, N_7 и N_6.

В пределах Карельского берега Белого моря береговые образования среднеголоценового комплекса изучены лишь в устьях крупных рек, где террасы морфологически выражены наиболее четко и характеризуются наибольшей шириной. По данным Г.И.Горецкого (1951), высотное положение береговой линии N_8 меняется здесь от 39-41 м в районе Княжой губы до 27-28 м у Кеми и 20-22 м в устье р.Выг. В долине Кеми к поверхности террас рассматриваемого комплекса приурочено значительное число неолитических стоянок (Горецкий, 1937). Наиболее древние из них (II фаза развития гребенчатой керамики, по Айлио) приурочены непосредственно к береговой линии N_8, более молодые (III фаза развития гребенчатой керамики) сопровождают террасу до отметок 17-18.5 м, соответствующих положению уровня N_5. В приустьевой части долины р.Выг более молодым уровням этого комплекса соответствуют здесь террасы с отметками 22.8 и 21.8 м. Ближе к устью реки их высоты составляют 21.0 и 21.2 м.

Судя по составу спорово-пыльцевых спектров с концом атлантического-началом суббореального времени здесь связано также формирование береговой линии на отметке 18.0 м (Девятова, Лийва, 1971), соответствующей, по-видимому, береговой линии N_5.

Палинологически охарактеризованные образования атлантического времени, участвующие в строении регрессивной серии морских осадков, описаны в пределах Карельского берега Белого моря (Бискэ, Горюнова, Лак, 1961).

Береговые образования позднеголоценового комплекса

Береговые образования позднеголоценового бассейна получили повсеместное развитие, однако площади их распространения занимают подчиненное положение по отношению к развитию более древних комплексов. На востоке Финмаркена и на п-ве Варангер береговые образования рассматриваемого комплекса представлены по берегам крупных фиордов и в нижних частях речных долин. Наиболее высокая терраса этого комплекса, соответствующая береговой линии N_4, меняет свою высоту от 6 м на северном побережье до 12 м во внутренних частях фиордов. В устье Бек-фиорда и в долине р.Паз береговые образования позднеголоценового комплекса изучены слабо. С ними соотносятся террасы с отметкой 4.8 м у Крампенесса, террасы с отметками до 12 м вверх по долине р.Паз. В прилегающей части морского побережья с ними связаны каменные лабиринты, отметки подножия которых превышают 5-6 м.

Террасовые осадки содержат обедненный комплекс фауны, характерный для второй половины суббореального и субатлантического времени. Состав фауны охарактеризован в работах В.Таннера (Tanner, 1930).

На полуостровах Рыбачьем и Среднем рассматриваемому комплексу принадлежит серия четко выраженных галечниковых и песчаных береговых валов и террас в диапазоне высот от 13 м до современного уровня моря. С ними связаны отдельные находки пемзовой гальки в губе Моче и в долине р.Рока. Скопления пемзовой гальки отмечены также в Лоуш-губе на отметке 2.7 м. Отложения, участвующие в строении рассматриваемого комплекса береговых форм, как и в долине р.Паз, богаты фауной (Tanner, 1930). В числе новых местонахождений должны быть названы обширная ракушечная банка у южного основания перешейка между полуостровами Средним и Рыбачьим и на южном побережье Лоуш-губы. В первом пункте в осадках террасы высотой 5 м в массе распространена Hyatella arctica. По раковинам этого моллюска получена дата 3590±70 лет (Та-372). Более богатый комплекс фауны установлен в песчаных осадках на северо-восточной оконечности полуострова - на побережье Лоуш-губы (Кошечкин, Кудлаева и др., 1971).

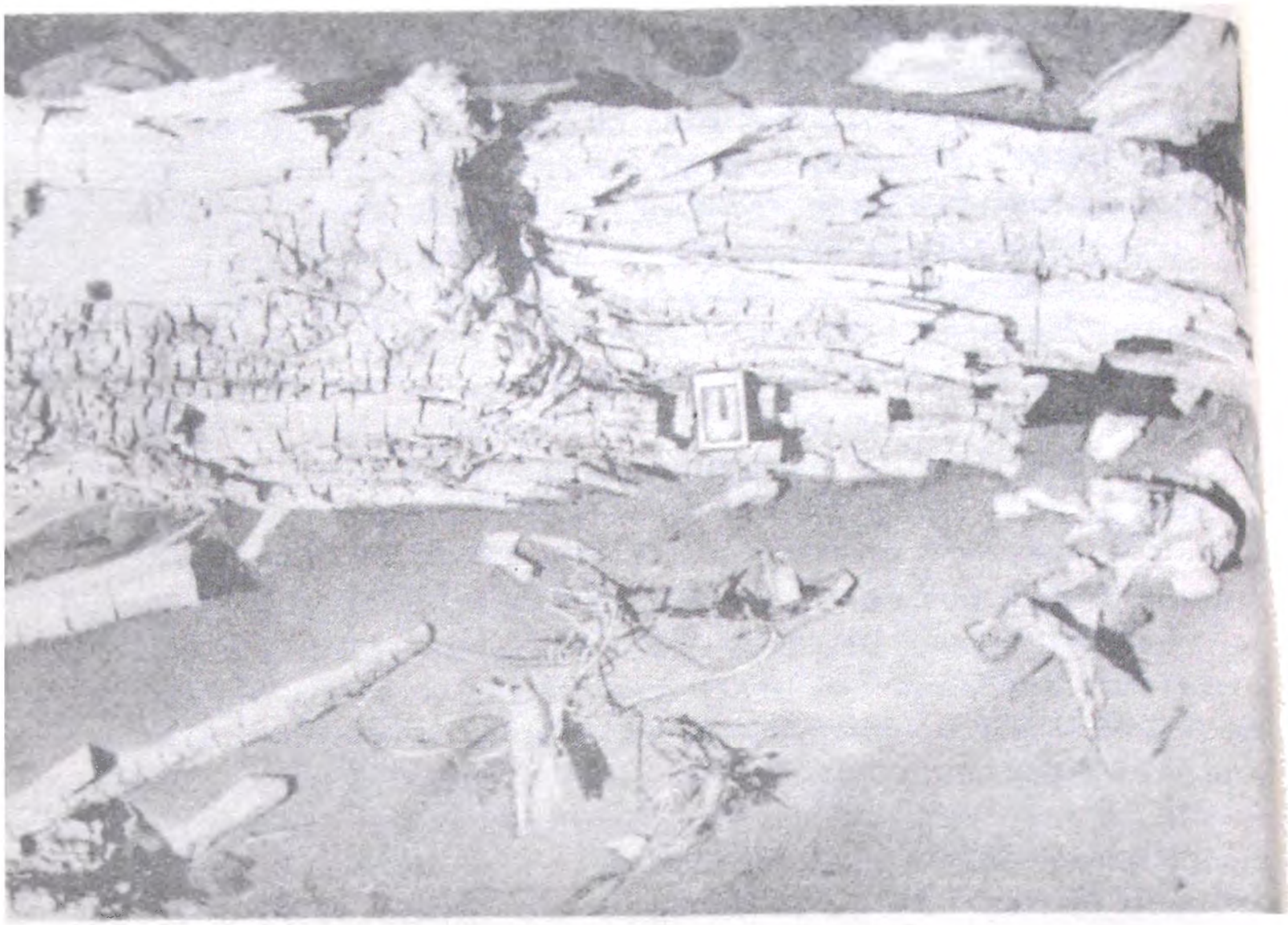


Рис.25. Плавник на поверхности одной из низких террас (на отм. 3.5 м) позднеголоценового комплекса на восточном берегу Лоушгубы (п-ов Рыбачий). Фото И.А.Варлакова.

По вмытому в эти осадки плавнику (рис.25) получена дата 730± ±50 лет. По-видимому, между временем формирования морских осадков, содержащих фауну, и временем аккумуляции плавника имел место некоторый перерыв. К поверхности наиболее высоких террас данного комплекса на берегах Мотовского залива приурочен ряд стоянок и древних саамских жилищ - „лопарских" ям" (Земляков, 1940; Гурина, 1971).

В долине р.Печенги.береговые образования позднеледникового бассейна значительно более отчетливы и представлены шире (рис. 11). Позднеголоценовые террасы занимают обширные пространства в вершине Печенгской губы и прослеживаются вверх по долине вплоть до пос.Луостари. Состав фауны моллюсков в них описан в неоднократно цитированной выше работе В.Таннера. Характеристика спорово-пыльцевых комплексов и комплексов диатомей дана в работах Л.Аарио (Aario, 1943), соотносящего их с зонами III и IV (конец суббореального-атлантическое время) и И.И.Киселева и др. (1974). К поверхности позднеголоценовой террасы высотой 13.4 м на левом берегу Печенгской губы близ пос.Печенга приурочена позднеолитическая стоянка (Гурина, 1951).

В долинах рек Титовки, Западной Лицы и Уры береговые образования позднеголоценового комплекса представлены в виде широких аккумулятивных и скульптурных террас, получивших широкое развитие в вершинах губ. В Ура-губе, на островах Шалим и Еретик

отложения, участвующие в строении этих террас, богаты фауной, описанной еще В.Рамсеем (Ramsay, 1898). К поверхности террас этого комплекса приурочены поздненеолитические стоянки в губе Титовской на высоте 9–11 м, в Ура-губе на высоте 11 м и в губе Чан-ручей (Гурина, 1951).

Береговые образования позднеголоценового комплекса известны в Кольском заливе и в долине р.Туломы вплоть до Падуна, где они охарактеризованы А.А.Полкановым (1937) и Г.И.Горецким (1941). В долине р.Туломы распространение фаунистически охарактеризованных позднеголоценовых осадков, по данным последнего из указанных исследователей, контролируется высотами, близкими 15 м. В связи с зарегулированием стока р.Туломы большинство известных местонахождений фауны ныне недоступны для изучения. Поэтому большой интерес представляют часть долины р.Туломы ниже плотины Нижне-Туломской ГЭС, побережье и острова Кольского залива. На одном из них – о.Оленьем – широко известен могильник эпохи раннего металла (Шмидт, 1930; Гурина, 1953), приуроченный к поверхности террасы высотой 10.5 м (Лаврова, 1960). К настоящему времени по моховой подстилке в одном из погребений получена дата 3000±100 лет (Гурина, 1971а).

В пределах Мурманского побережья соответствующие береговые образования широко известны во всей прибрежной полосе (рис.26), а также в береговой полосе залива и губ (Лаврова, 1960; Кошечкин, 1970; Кошечкин, Кудлаева и др., 1971).

Результаты изучения спорово-пыльцевых комплексов и комплексов диатомовой флоры отложений позднеголоценовых террас в устье р.Зарубихи (руч.Олейков), в Териберской губе, в долине р.Вороньей (руч.Хохрячий, с.Голицыно), в Дальнезеленецкой губе и губе Варзине позволяют сопоставить время их формирования со второй половиной суббореального–субатлантическим временем(Кошечкин, Кудлаева и др., 1971). Фаунистическая характеристика позднеголоценовых осадков для участков их распространения в губах Териберской, Шельпино, Золотой и бухте Оскара приведена в работах В.Рамсея (Ramsay, 1898), М.А.Лавровой (1960) и В.В.Кузнецова (1948). Трансгрессивная береговая линия N_4, как и на полуостровах Рыбачьем и Среднем, выделяется по наличию на поверхности соответствующей террасы пемзового горизонта на отметках 5–8 м. К поверхности террас позднеголоценового комплекса приурочено большое число неолитических стоянок, а также каменные лабиринты и отдельные стоянки эпохи раннего металла. Поздненеолитические стоянки сопровождают террасы в Териберской губе, в устьях рек Рынды, Харловки, Иоканьги и в вершине Святоносского залива. Стоянка эпохи раннего металла обнаружена также В.Д.Дибнером (1960) в губе Дальнезеленецкой на отметке 12 м. По торфу, перекрывающему культурный слой в пределах этой стоянки, известна дата 1720± ±170 лет.

К поверхности наиболее молодых террас приурочены также каменные лабиринты, археологические памятники I тысячелетия до

Рис.26. Поверхность и уступ, сложенный ракушечником и песками позднеголоценовой террасы на южном побережье о.Кильдин. Фото А.Л.Кудлаевой.

н.э., известные в этой части побережья в губе Вяшине (рис.27), в устье р.Харловки и на восточном берегу губы Варзины. Следует отметить, что нижняя граница, на которой отмечены эти сооружения, снижается в восток-юго-восточном направлении. В губе Вяшине ее отметка составляет 4.8 м, на правом берегу губы Варзины - 2.6-1.8 м над уровнем моря.

Рис. 27. Каменный лабиринт на поверхности позднеголоценовой террасы в губе Вяшине (Мурманское побережье). Фото А.Л.Кудлаевой.

Рис.28. Позднеголоценовая терраса в долине р.Кузреки с отметкой береговой линии 14.4 м. Фото А.Л.Кудлаевой.

Материалы к характеристике высот береговых образований позднеголоценового комплекса в пределах Терского берега и характеристики спорово-пыльцевых и диатомовых комплексов в соответствующих отложениях, развитых в устьях рек Пялки, Пялицы и Кицы, обсуждались нами ранее (Кошечкин, Каган и др., 1973). Во всех случаях время формирования террас комплекса соотносится здесь со второй половиной суббореально-субатлантического времени.

Еще один близкий по характеру разрез установлен в районе с. Сосновки в теле террасы с отметкой 8,6 м. В большей своей части терраса имеет цокольный характер и сложена коренными образованиями. Мощность прерывистого аккумулятивного чехла, представленного песком, галькой и валунами, не достигает 1 м. В изучавшейся части аккумулятивного покрытия представлены средне- и тонкозернистые пески, образующие слой мощностью до 15 см, покрывающий поверхность коренных пород. На нем залегает маломощный, до 10 см, культурный слой, представляющий собой темно-серый среднезернистый песок с обилием материала, связанного с деятельностью древнего человека (керамика, отщепы и изделия из кварца и редко - из кремня, угли). Характер материала позволил Н.Н.Гуриной сделать вывод о неолитическом возрасте стоянки. По древесному углю получена дата 4170±70 лет. Культурный горизонт перекрыт маломощным (до 10 см) слоем сильно разложившегося торфа, перекрытого, в свою очередь, слоем темно-серого среднезернистого песка мощностью до 15 см.

Характер рассмотренных разрезов дает основание сделать вывод о значительной регрессии моря в течение второй половины пребореального времени и последующей трансгрессивной фазе, с которой связано формирование береговой линии на высоте 9-11 м. По-видимому, она является аналогом трансгрессивной линии на высоте 8-12 м, выделенной на побережье Мурмана. Береговые образования, распространенные ниже этой линии, не несут в своем строении явно выраженных признаков сколько-нибудь значительных положительных перемещений береговой линии, и, по-видимому, их образование связано с непродолжительными периодами стабигизации уровня в ходе общей регрессии бассейна в течение субатлантического времени. В устьях рек практически повсеместно к береговым образованиям рассматриваемого комплекса приурочены стоянки эпохи неолита и раннего металла. Они установлены Н.Н.Гуриной и другими исследователями в долинах рек Иоканьги, Поноя, Снежницы, Сосновки, Пялицы, Чапомы, Чаваньги, Стрельны и Варзуги.

В пределах Кандалакшского берега образования позднеголоценового комплекса представлены весьма широко. Это - серия аккумулятивных террас, четко выраженных и практически повсеместно прослеживающихся от устья р.Варзуги до р.Умбы. На востоке района эти террасы иногда скульптурные, но уже к западу от р.Черной распространение получили исключительно аккумулятивные (рис.28). Для позднеголоценовых террас в целом, в сравнении с более древними

комплексами, здесь характерны минимальные изменения высот одновозрастных береговых линий в пределах побережья.

Характеристика спорово-пыльцевых и диатомовых комплексов в осадках серии аккумулятивных террас, позволяющая отнести время их формирования к зонам Нильсона, получена для района Пильской губы (Кошечкин, Каган и др., 1973). Фаунистически охарактеризованные осадки отмечались на южном берегу Кандалакшского залива А.Д.Армандом (Арманд, Самсонова, 1969) на северном берегу его, на высоте 14.4 м, - нами (Кошечкин, Каган и др., 1973).

К поверхности террас данного комплекса приурочено значительное число неолитических и более поздних стоянок как непосредственно в прибрежной полосе (Гурина, 1950), так и по долинам рек (Горецкий, 1936 и др.). Значительный интерес представляют известные и в этой части побережья „каменные лабиринты". Изучалось положение двух таких памятников: близ тони „Ударник" - на отметке 6.6 м и у тони Питкуль, к востоку от г.Кандалакши, - на отметке 3.4 м. Поскольку миниатюрная возвышенность, в пределах которой расположено первое из названных сооружений, окружена аккумулятивной террасой с отметкой 3.7 м, можно думать, что оно возникло на острове и, следовательно, оба лабиринта существовали при положении уровня моря, близком 3.4-3.7 м. Данные о возрасте этих памятников, относимых к середине I тысячелетия до н.в. (Гурина, 1947), дают основание для наиболее вероятной датировки береговой линии на высоте 3.7 м началом I тысячелетия до н.в.

Наиболее молодые - субатлантические осадки - слагают также литоральную зону Кандалакшского залива. Они весьма полно охарактеризованы спорово-пыльцевыми спектрами, диатомовой флорой и фауной моллюсков в разрезе близ северной оконечности о.Оленьего в Кандалакшском заливе (Кошечкин, Каган и др., 1973).

Береговые образования рассматриваемого комплекса получили широкое распространение также в пределах Карельского берега Белого моря. С береговой линией N_5 здесь следует связывать, в частности, террасу с отметкой 17.5 м в районе г.Беломорска. Древесина, обнаруженная в осадках этой террасы, перекрывающих скалу с петроглифами (стоянка Залавруга - I), датирована возрастом 4010±70 лет (Чердынцев и др., 1966), что совпадает с возрастом этой линии, по Мартинуссену (Marthinussen, 1960). Образования позднеголоценового комплекса представлены в этом районе также террасой с отметкой 8-10 м (Девятова, Лийва, 1971). Для более низкой части берегового склона в долине р.Выг получена дата 2040±60 лет, установленная по углю в пределах стоянки на о.Ерпин-пудос.

Из рассмотренных данных о распространении и возрасте береговых образований следуют некоторые общие положения. Важнейшими из них являются представление о том, что верхняя граница распространения позднеледникового моря - „верхняя морская граница" - в различных районах морских побережий востока Фенноскандии формировалась метахронно - по мере высвобождения суши из-под по-

крова материковых льдов. В раннем и среднем дриасе и бёллинге наиболее древние береговые линии древнеголоценового комплекса сформировались лишь на западе Восточного Финмаркена и на северо-востоке п-ва Варангер. В аллерёде, молодом дриасе и первой половине пребореального времени освободилась из-подо льда полоса побережья, включавшая внешние районы Восточного Финмаркена и п-ва Варангер и Мурманского побережья. В конце пребореального времени морские воды проникли в котловину Белого моря. Для каждой из фаз голоцена характерно все меньшее их проникновение по депрессиям в глубь континента и, как следствие, последовательное снижение высот береговых линий от древних к молодым. Последнее обстоятельство дает основание в первом приближении оценить характер перемещения береговой линии поздне-послеледникового бассейна как регрессию, начальной фазе которой соответствует во времени период дегляциации региона.

Детализация хода перемещения береговой линии требует более глубокого анализа строения толщи голоценовых отложений, которому посвящена следующая глава.

Г л а в а У

РЕКОНСТРУКЦИЯ ХОДА ПЕРЕМЕЩЕНИЯ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ НОРВЕЖСКОГО, БАРЕНЦЕВА И БЕЛОГО МОРЕЙ В ГОЛОЦЕНЕ

Сформулированный выше вывод о регрессивном перемещении береговой линии моря в голоцене, вытекающий из факта последовательного убывания высот береговых линий пропорционально убыванию их возраста, обсуждался рядом исследователей (Andersen, 1968; Арманд, Самсонова, 1969 и др.) и послужил главным аргументом в ходе развития представления о поднятии Фенноскандии в позднепослеледниковое время. Фактический материал о строении толщи голоценовых отложений открывает возможность существенной детализации картины перемещения береговой линии и создания модели перемещения береговой линии, несравненно более сложной, нежели обсуждавшиеся ранее. С этой целью представляется необходимым рассмотреть данные о ходе перемещения береговой линии в позднепослеледниковое время в исторической последовательности.

Изложенные в предыдущей главе результаты изучения высотного положения и возраста береговых образований свидетельствуют о том, что с началом дегляциации в крайней северо-западной части региона береговая линия занимала максимально высокое положение. С последующим ее отрицательным перемещением в Финмаркене и на п-ве Варангер связано формирование уровней S_4-S_1 и P_{12}-P_5 на полуостровах Рыбачьем и Среднем и в северо-западной части Кольского п-ва - уровней S_2-S_1 и P_{12}-P_5 и в восточной части Мурманского побережья - P_{12}-P_5. Регрессивный характер имеет разрез отложений приледникового бассейна, формировавшийся в течение аллерёда, позднего дриаса и пребореала в котловине Белого моря. Кратковременная фаза положительного перемещения береговой линии незначительной амплитуды (3-10 м), устанавливающаяся лишь на полуостровах Варангер и Средний, возможно, носила локальный характер.

Судя по продолжительности указанных временных фаз позднего плейстоцена-голоцена, фаза отрицательного перемещения береговой линии охватила период от 13 тыс.лет назад на западе Финмаркена,

Рис. 29. Обнажение морских и континентальных осадков времени древнеголоценовой регрессии в карьере у ст.Княжая. Фото А.Л.Куд-лаевой.

12 тыс. лет назад на востоке Финмаркена до 9500 лет назад на северо-западе Кольского п-ва. На юго-западе Кольского п-ва, в разрезе Балластного карьера у ст.Княжая (рис.29), известны отложения, относящиеся к периоду этой регрессии, представленные аллохтонным торфом, залегающим на мелководных песчано-глинистых осадках. Последние содержат спорово-пыльцевый комплекс, отличающийся господством пыльцы березы древесных видов (54-62%); пыльца ольхи с карликовой березкой встречается в количествах, не превышающих 20%. Сравнение спорово-пыльцевой диаграммы этих отложений (рис. 30) с диаграммами П.Сорса (Sorsa, 1965) из округа Салла на востоке Финляндии позволило отнести время формирования осадков к бореальному времени. По раковинам Tellina baltica в этих осадках получены даты 8890±210 и 8730±140 лет (Арсланов и др., 1972). Лежащие выше растительные осадки датированы возрастом 9800±400 лет (Кинд и др., 1970).

Принципиальный интерес при оценке времени регрессии представляет также уже упоминавшаяся дата, полученная для осадков времени регрессии в долине р.Туломы близ ур.Кривец. Как было указано, раковинный материал, содержащийся здесь в отложениях сформированной в ходе регрессии самой нижней террасы (береговая линия P_{II}), получил датировку 9490±100 лет, тогда как более поздние

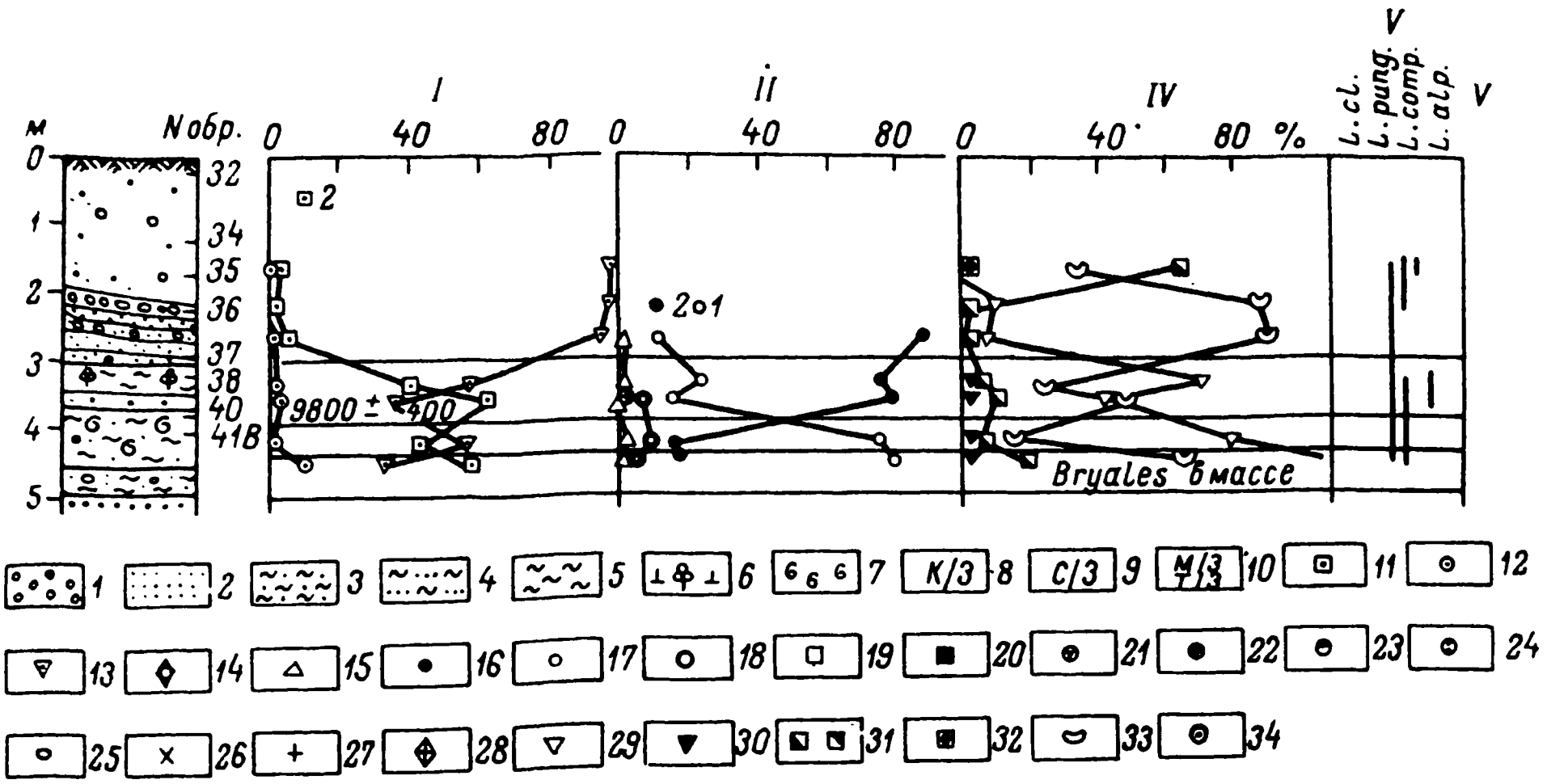


Рис.30. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма отложений времени древнеголоценовой регрессии в карьере у ст.Княжая (А.Д.Арманд, 1969).

Литологический состав пород: 1 – галька и гравий, 2 – песок, 3 – супесь, 4 – суглинок, 5 – глина, 6 – торф, 7 – ракушечник и ракушечный детрит; типы песков по преобладающим размерам зерен: 8 – крупнозернистый, 9 – среднезернистый, 10 – мелкозернистый; пыльца и споры: 11 – сумма древесной пыльцы, 12 – сумма пыльцы трав и кустарников, 13 – сумма спор, 14 – пыльца водных растений, 15 – ель, 16 – сосна, 17 – береза древесная, 18 – береза карликовая, 19 – ольха, 20 – сумма пыльцы широколиственных, 21 – ива, 22 – злаки, 23 – вересковые, 24 – разнотравье, 25 – осоки, 26 – маревые, 27 – полыни, 28 – сумма пыльцы морошки и дриады, 29 – зеленые мхи, 30 – сфагновые мхи, 31 – плауны, 32 – селягинелла, 33 – папоротники, 34 – хвощи.

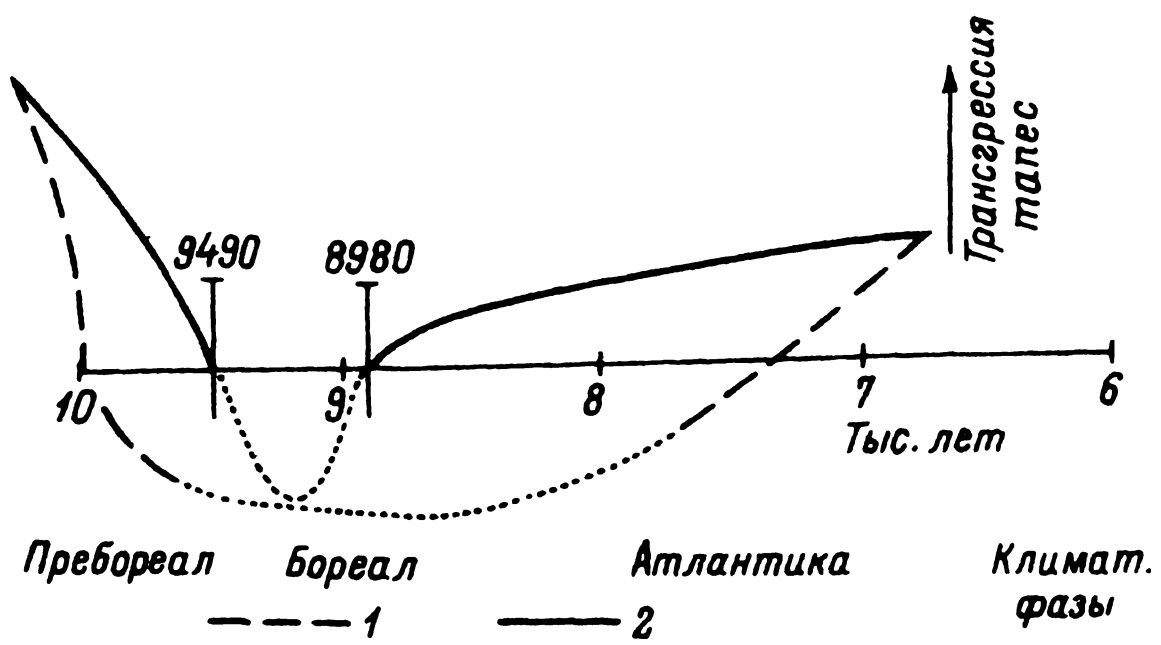


Рис. 31. Кривые перемещения береговой линии в древнем и раннем голоцене (Кошечкин, 1972а).

1 – в Нурлане (Marthinussen 1962); 2 – в долине р.Туломы.

морские осадки, трансгрессивно лежащие на образованиях упомянутой террасы, датированы 8980±180 лет назад. Это и позволяет представить себе ход перемещения береговой линии в интервале времени, ограниченном значениями полученных датировок (рис. 31).

Континентальные образования, формировавшиеся в ходе регрессии на освободившихся частях берегового склона, установлены недавно на отметках 61–63 м на юге Кольского п-ва, в долине р.Колвицы, однако изучение их не завершено.

Оценка предела отрицательного перемещения береговой линии встречает ряд трудностей, обусловленных тем, что область древнего берегового склона, освободившегося в ходе регрессии, перекрыта образованиями последующей трансгрессии и недоступна для наблюдений.

По наиболее низкому положению в разрезе осадков рассматриваемой регрессивной фазы в долине р.Туломы этот предел оценивается значением 16–17 м над уровнем моря. В соответствии с амплитудой изменения высот береговых линий к внутренним районам полуострова эти отметки должны быть пропорционально увеличены до 18–20 м, а к его периферии – уменьшены до 12 м. Амплитуда отрицательного перемещения береговой линии от ее наивысшего положения в аллерёде до наинизшего в конце пребореала может быть оценена как 95–100 м.

Положительное перемещение береговой линии устанавливается в первой половине бореального времени. В этот период на Мурманском и Терском побережьях Кольского п-ва образовалась широкая аккумулятивная терраса, наблюдаемая ныне на отметках 44–55 м (береговая линия P_5'). Во внутренних районах Кольского п-ва максимально высокое положение этой береговой линии устанавливается в долине р.Лотты – на высоте 90 м (Никонов, 1964а).

Осадки террасы, близкой по времени формированию береговой линии P_5', датированные по раковинному материалу в районе Нивской ГЭС, имеют возраст 8300 лет (Арсланов и др., 1974). Ориентируясь на минимальные даты органических остатков в осадках раннеголоценовой регрессии, а также датировку развитых на максимальных отметках раннеголоценовых осадков, возраст береговой линии P_5' следует принять равным 8500 лет.

Последующее сокращение бассейна фиксировано серией последовательно уменьшающих свои высоты абразионно-аккумулятивных террас, отвечающих уровням P_4–P_1. Признаки перерыва, связанные с этой фазой отрицательного перемещния береговой линии, представлены в разрезе послеледниковых осадков на северо-западе Кольского п-ва в виде отчетливо выраженного размыва, иногда сопровождаемого базальным горизонтом галечников в основании отложений более молодых террас (Горецкий, 1941). Соответствующие этому перерыву континентальные образования, представленные торфом, погребены под береговым валом последующей фазы трансгрессии, известны, по исследованиям М.Мартинуссена, на восточном побережье п-ва Варангер, близ Вадсе, где его возраст оказался равным 7890±

±150 лет (Marthinussen, 1960). Минимально низкое положение береговой линии в фазу рассматриваемой регрессии принимается С.А. Стрелковым (1970) близким ее современному положению. На основе приведенных данных о высотах трансгрессивной линии P_5, и вероятного предела отрицательного перемещения береговой линии в ходе последующей регрессии его амплитуда должна оцениваться в 35–40 м.

Новое положительное перемещение береговой линии (трансгрессия тапес I) устанавливается в начале атлантического времени. В пределах Восточного Финмаркена, п-ва Варангер и Мурманского побережья сформированная в ходе этой фазы трансгрессивная береговая линия не выражена. Соответствующие осадки установлены в цокольных частях террас среднеголоценового комплекса в долине р.Туломы, где они описаны А.А.Полкановым (1937), Г.И.Горецким (1941), М.А.Лавровой (1960) и др. На юго-западе Кольского п-ва они также известны в нижних частях разреза сложно построенных послеледниковых террас и датированы в устьевой части долины р.Кузреки 7360±120 лет (Арсланов и др., 1974), а в долине р.Канды – 6870±60 лет (Кошечкин, 1975). На востоке Кольского п-ва трансгрессивная береговая линия N_9, к востоку от устья р.Варзины, предположительно устанавливается на отметке 22 м. Соответственно и амплитуда положительного перемещения в ходе трансгрессии тапес I оценивается в 22 м. Последующая регрессия бассейна, зафиксированная положением береговых линий, привела к отрицательному перемещению береговых линий на востоке Финмаркена по крайней мере до отметки 8–9 м, где на этом уровне погребена древесина сосны возрастом 6350±150 лет (Marthinussen, 1960). Аналогичные по возрасту континентальные образования и связанные с ними погребенные гари или следы кострищ обнаружены также Э.И. Девятовой в разрезе ранненеолитической стоянки на о.Ерпин-пудос в устье р.Выг и датированы возрастом 6510+120 лет (устное сообщение).

Начавшееся затем новое положительное перемещение береговой линии (трансгрессия тапес II) фиксируется в середине атлантического времени.

Сформированная на максимальном уровне распространения вод среднеголоценового бассейна береговая линия N_8, как было отмечено, является руководящим уровнем, фиксированным также максимальной границей массового распространения пемзовой гальки. Осадки, формирующие соответствующую террасу, датированы на п-ве Рыбачьем в губе Зубавской – 5650±80 лет и в губе Эйне – 6480±60 лет. На п-ве Варангер, побережьях Мурмана, Терском, к западу от с. Сосновки, Кандалакшском к востоку от с. Умбы, и на Карельском высота береговой линии N_8 составляет 22–26 м. Во внутренних районах Кольского п-ва высота линии достигает 40–50 м. Соответственно амплитуда положительного перемещения береговой линии в материковой части востока Фенноскандии может быть оценена значением 30–40 м. Последующее отрицательное перемещение берего-

вой линии моря было незначительным и в периферической области поднятия не превышало 1.5–2 м. Сформированные в это время континентальные осадки и связанные с ними следы пребывания неолитического человека, установленные Э.И.Девятовой в разрезе уже упоминавшейся стоянки на о.Ерпин-пудос, датированы 5825 лет. Береговые образования времени регрессии на востоке Финмаркена имеют возраст не моложе связанных с их поверхностью образцов древесины ели, на отметках 10.5–11 и 11.2–11.7 м – 5700±150 и 5500±±150 лет назад (Marthinussen, 1960). Однако последняя дата, в представлениях этого исследователя, близка уже времени максимума следующей трансгрессивной фазы среднеголоценового бассейна тапес III, положение береговой линии которой устанавливается в периферической области поднятия на высоте 22 м.

Как уже было отмечено, на востоке Финмаркена, в районе Олдервина, устанавливается еще одна трансгрессивная береговая линия среднеголоценового бассейна – тапес IV, имеющая высоту 15.0 м и возраст 4820±160 лет (Marthinussen, 1960).

На побережьях Кольского п–ва и в Северной Карелии повсеместно распространены абразионные и аккумулятивные террасы, располагающиеся ниже уровня N_8. Однако не представляется возможным конкретно отнести их к уровню N_7 или N_6, так как континентальные осадки, разделяющие осадки соответствующих фаз, нигде не встречены. Более определенно устанавливается положение трансгрессивной линии N_5. На Мурманском и Терском побережьях Кольского п–ва соответствующая терраса датируется уже суббореальным временем и имеет высоту 22 м (Кошечкин и др., 1971). Это позволяет оценить амплитуду положительного перемещения береговой линии близкой 20 м.

Последующая фаза отрицательных перемещений береговой линии моря, падающая на конец первой трети суббореального времени, отличалась значительной продолжительностью и глубиной. Предел регрессии может быть оценен по положениям подошвы континентальных образований, обнаруженных в разрезе послеледниковых террас на Терском побережье. Н.Н Гуриной в устье р.Кумжевой близ дер. Пялица и к востоку от устья р.Сосновки найдены также связанные с этой фазой регрессии, погребенные под чехлом более молодых морских осадков, неолитические памятники на отметках 5.5–7 м над уровнем моря.

Даты, полученные по древесному углю из кострищ этих стоянок, составляют 4170±70 и 4300±70 лет. Учитывая диапазон высотных отметок трансгрессивной береговой линии N_5 в качестве исходных отметок в начале регрессии, амплитуду отрицательного перемещения береговой линии можно принять от 4.2 до 16.5 м.

О дальнейшем положительном перемещении береговой линии свидетельствует положение отчетливо выраженной, преимущественно аккумулятивной террасы (береговая линия N_4 с возрастом 4100 лет), характеризующейся высотами 6.5 м на о.Ингей (Финмаркен), 14–17 м – на полуостровах Рыбачьем и Среднем и прилежащей части

Мурманского берега, 23–26 м – в долинах рек западной половины Кольского п–ва, 7–8 м – на крайнем юго–востоке Кольского п–ва и 8–10 м – в устье р.Выг. Амплитуда этой фазы положительного перемещения береговой линии составляет, соответственно, от 0.5 до 6–8 м.

Свидетельством новой продолжительной по времени фазы отрицательного перемещения береговой линии является более молодой горизонт континентальных осадков, установленный в разрезе послеледниковых террас на значительной части Терского и Кандалакшского побережий Кольского п–ва. Этот горизонт представлен погребенными почвами, в различной степени минерализованным торфом и торфянистыми песками. В торфе встречены макроостатки березы, сосны, пушицы, хвощей и сфагнума. По данным спорово–пыльцевого анализа, время формирования погребенного горизонта торфа соотносится со второй половиной суббореального времени. По древесине из горизонта торфа в вершине Колвицкой губы (рис.32) получена дата 3840±65 лет (Кошечкин, Каган и др., 1973), по погребенному торфу в устье р.Колвицы – 3935±60 лет и близ р.Пялицы (рис.33) – 3490±100 лет (Кошечкин, 1975). Таким образом, продолжительность данной фазы отрицательного перемещения береговой линии может быть оценена периодом от 4100 до 3800 лет. Исходя из разницы высот трансгрессивной линии N_4 и отметок подошвы горизонта погребенного торфа амплитуда регрессии может быть оценена интервалом от 13.5 до 20 м.

Континентальные образования времени рассмотренной фазы отрицательного перемещения береговой линии в ряде пунктов трансгрессивно перекрываются более молодыми осадками, формирующими террасу, характеризующуюся на Терском побережье отметками 5–8 м, а в районах интенсивного поднятия (Колвицкие тундры) – достигающую высоты 14 м (линия N_3).

С отмеченной террасой, датированной по результатам спорово–пыльцевого анализа концом суббореального времени (Кошечкин, Кудлаева и др., 1971; Кошечкин, Каган и др., 1973), на Мурманском побережье связан также самостоятельный уровень концентрации пемзовой гальки. Исходя из приведенных данных о возрасте подстилающих отложений террасы континентальных образований и возраста осадков самой террасы время трансгрессии оценивается непродолжительным периодом 3800–3600 лет назад, а ее амплитуда – разница отметок подошвы горизонта погребенного торфа и береговой линии N_3 – составляет 5.5–8 м.

Последующий период перемещения береговой линии связан с новой фазой регрессии, падающей на вторую половину II тысячелетия до н.э. К этому представлению приводит анализ разреза донных осадков известного реликтового водоема – оз.Могильного на о.Кильдин. По данным Т.В.Яковлевой (1971), в толще осадков этого водоема устанавливается двукратное чередование горизонтов морских и собственно озерных осадков, формировавшихся, соответственно, в фазы существования в пределах озерной котловины морского залива

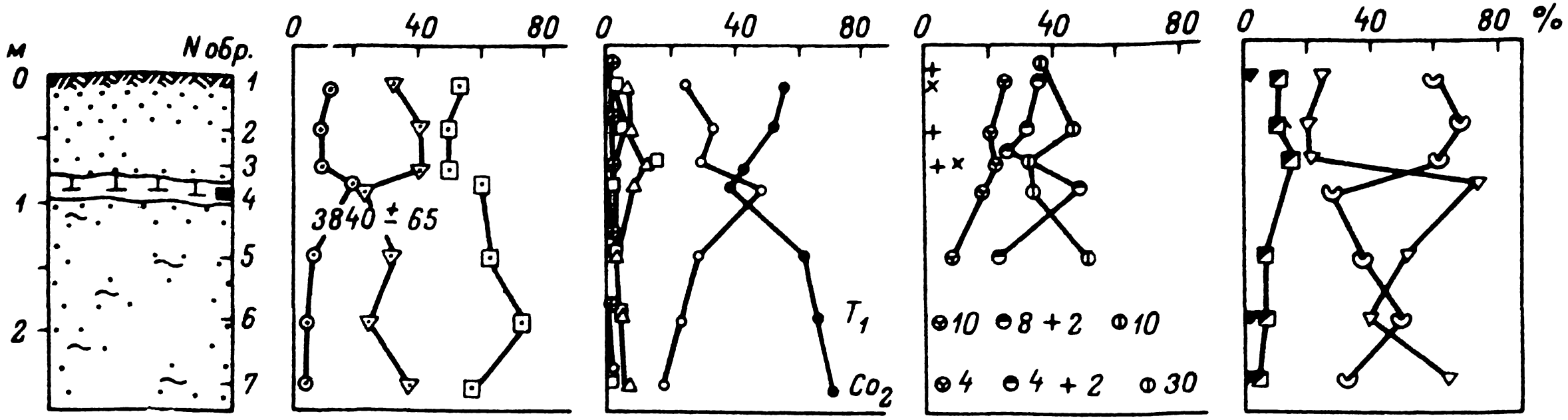


Рис. 32. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма позднеголоценовых отложений террасы с отметкой 3.3 м в устье р.Колвицы (Кошечкин и др., 1973).

Условия обозначения те же, что и на рис.30.

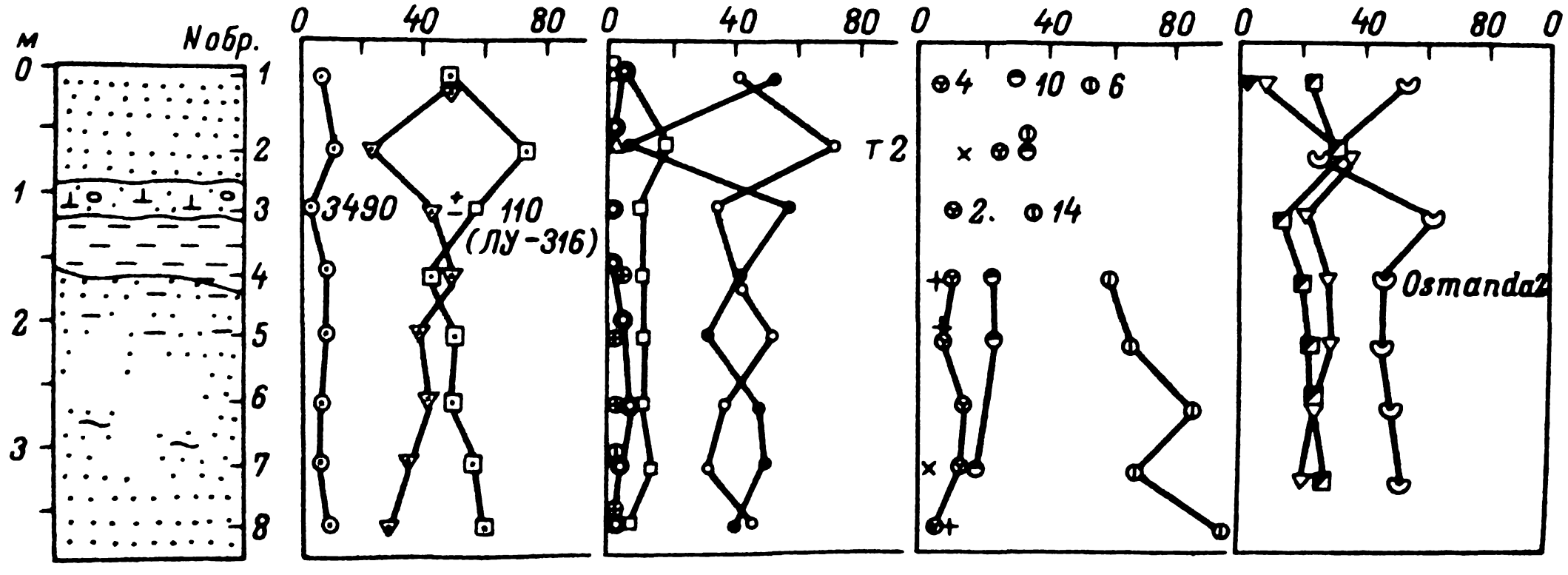


Рис. 33. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма отложений позднеголоценовой террасы с отметкой 10.4–10.7 м в 1 км к востоку от устья р.Пялицы. Палинолог Н.А.Первунинская.

(периоды положительного перемещения береговой линии моря и связи с ними) и озера (периоды отрицательного перемещения береговой линии и изоляции водоема). Результаты спорово-пыльцевого анализа колонки донных осадков свидетельствуют о формировании обоих горизонтов пресноводных осадков и разделяющего их горизонта морских осадков в рамках субатлантического времени (Кошечкин, Первунинская и др., 1970; Кошечкин, Первунинская, 1975). Следовательно, подстилающий субатлантические образования горизонт морских осадков наиболее вероятно связывать с периодом высокого положения береговой линии позднее даты 3500 лет, а вышележащий горизонт озерных осадков – с последующим периодом отрицательного перемещения береговой линии. Границам этого периода соответствуют датировки органического вещества в основании горизонта – 3490±200 и в кровле – 1950±150 лет (Гуревич, Лийва, 1975).

В ходе рассматриваемого перемещения береговой линии наиболее низкий уровень был достигнут в начале I тысячелетия до н.э. Свидетельством этого является положение установленных в разрезе позднеголоценовых осадков в Печенгской губе горизонтов аллохтонного торфа на отметках 2.8 и 3.2 м, соответственно датированных 3090±150 и 2790±140 лет назад (Арсланов и др., 1974). В строении этого разреза отражен ход отрицательного перемещения береговой линии после момента ее высокого стояния позднее даты 3500 лет до минимума регрессии, соответствующего дате 3090 лет назад, и последующего положительного перемещения береговой линии до отметки не менее 6 м (высота террасы). Эта фаза положительного перемещения береговой линии, очевидно, начавшаяся позднее указанной для оз.Могильного даты 1950 лет, завершилась формированием трансгрессивной береговой линии N_2 примерно 200 лет спустя, ибо стоянка эпохи раннего металла в губе Дальнезеленецкой, расположенная на отметке, близкой 8 м, и имеющая возраст 1720 лет, уже не перекрывалась водами моря. Строение наиболее молодой части берегового склона Норвежского, Баренцева и Белого морей уже не несет признаков положительных перемещений береговой линии. Следовательно, ее позднейшее развитие выразилось в регрессивном перемещении уровня вплоть до наших дней.

Рассмотренные выше данные о фактически наблюдаемых в пределах региона высотных отметках трансгрессивных уровней и установленных в разрезе признаках временных перерывов в морском осадконакоплении, свидетельствующих об относительно низком положении береговой линии в тот или иной момент истории бассейна, сведены на графике перемещения береговой линии (рис.34).

Горизонтальная ось графика разделена на отрезки, соответствующие тысячелетиям: от 0 (наше время) до 12 тыс. лет (начало аллерёда). Вертикальная ось разделена на метры (от 0 до 125 – диапазоны высот, в котором зафиксированы следы перемещения береговой линии в течение позднеплейстоцен- послеледникового времени). Поскольку в зависимости от различной интенсивности движений земной коры

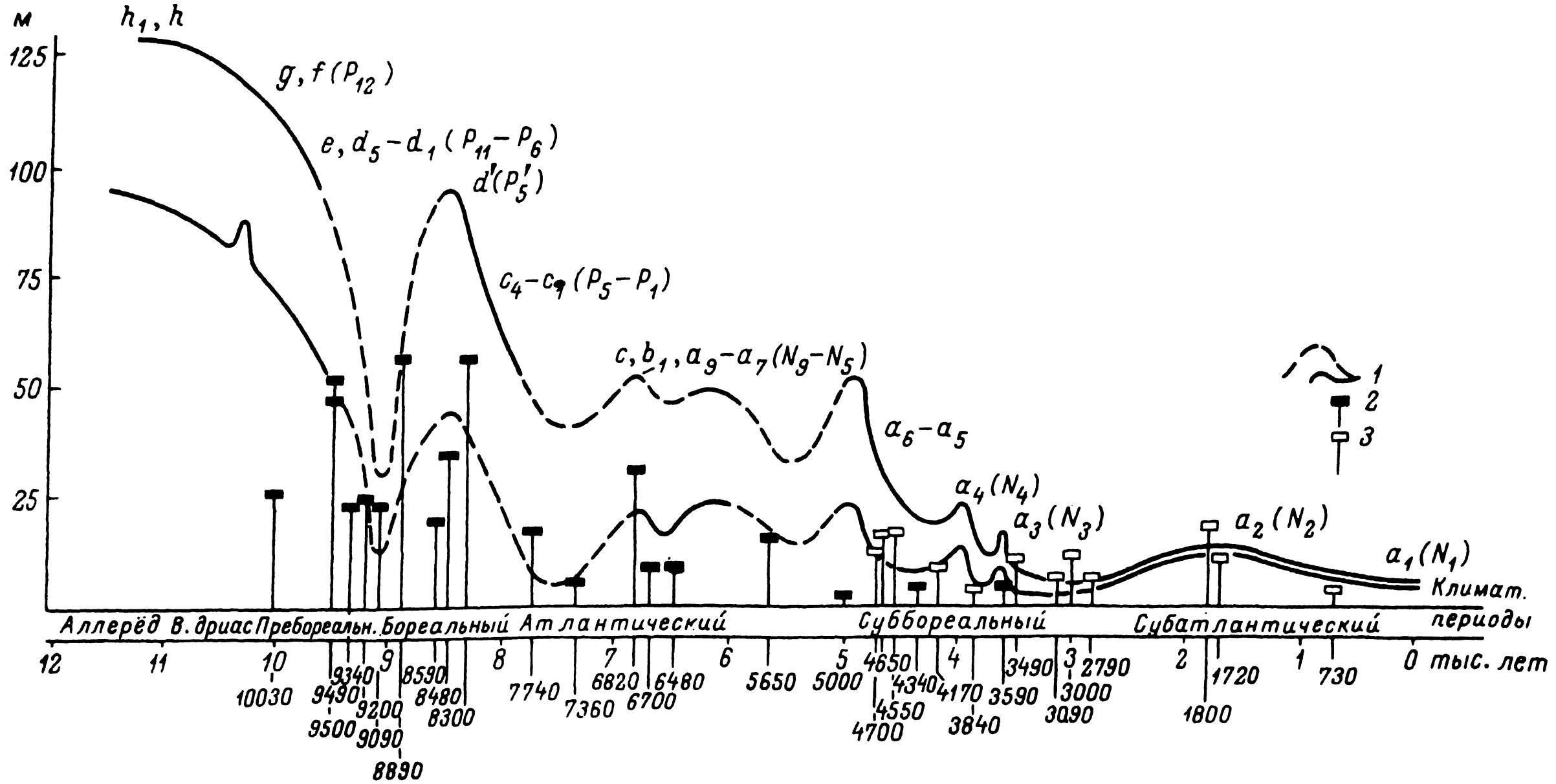


Рис. 34. График перемещения береговой линии Баренцева и Белого морей в голоцене (Кошечкин, 1975).

1 – максимально высокое и минимально низкое положение береговой линии; 2 – даты по C_{14} в морских осадках; 3 – даты по C_{14} в континентальных осадках.

в различных частях региона одновозрастные береговые линии имеют различную высоту, верхняя и нижняя кривые графика ограничивают диапазон высот, в пределах которого встречены одновозрастные следы перемещения береговой линии. Верхняя кривая, соответствующая максимально высоким положениям следов перемещения береговой линии в ходе ее трансгрессивно-регрессивного перемещения, характеризует районы наиболее интенсивного проявления позднe-послеледниковых движений. Нижняя кривая, соответствующая минимально низким положениям следов перемещения, характеризует районы наименее интенсивного проявления поздне-послеледниковых движений. На графике общепринятыми индексами показано также положение береговых линий и специальными знаками - положение пунктов отбора образцов органического материала, датированного по C_{14}.

Анализ данных о перемещении береговой линии Норвежского, Баренцева и Белого морей в позднем плейстоцене и голоцене позволяет установить главные закономерности этого процесса. Наличие следов неоднократных перерывов в осадконакоплении с последующими признаками трансгрессии моря позволяет подтвердить представление В.Таннера о множественности морских трансгрессий в поздне-послеледниковое время. При этом усматривается определенная закономерность в характере признаков отрицательного перемещения береговой линии в различных частях региона. В Финмаркене и на западе Кольского п-ва признаки перерывов, отвечающие фазам отрицательного перемещения береговой линии, представлены преимущественно в виде горизонтов размыва с последующим несогласным налеганием более молодых осадков. Континентальные образования развиты как исключение и соответствуют относительно молодым по времени фазам отрицательного перемещения береговой линии. По периферии региона признаки перерывов сопровождают весь разрез, имеют региональное распространение и представлены выдержанными по простиранию горизонтами континентальных осадков. Указанные особенности пространственного распределения признаков континентального режима позволяют предполагать связь этих явлений с интенсивностью движений земной коры.

Г л а в а У1

КОРРЕЛЯЦИЯ БЕРЕГОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПОЗДНЕ-ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ МОРСКИХ БАССЕЙНОВ НА ВОСТОКЕ ФЕННОСКАНДИИ С БЕРЕГОВЫМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ ПОЗДНЕ-ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ БАССЕЙНОВ СОПРЕДЕЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ СЕВЕРА ЕВРОПЫ

Обобщенные в предыдущих главах данные о возрасте береговых образований морских поздне-послеледниковых бассейнов на востоке Фенноскандии в сочетании с изложенными представлениями о перемещении береговой линии Норвежского, Баренцева и Белого морей открывают возможность сопоставления береговых линий и фаз развития поздне-послеледниковых морских бассейнов на востоке Фенноскандии с таковыми в прилегающих частях северной Европы, в первую очередь, в непосредственно граничащих районах Южного и Восточного Прибеломорья и на западе Финмаркена.

Более сложную задачу представляет собой сопоставление фаз развития морских бассейнов и корреляции береговых линий региона с фазами развития и береговыми линиями Балтики, где специфической особенностью позднеледниковой истории явились периоды длительной изоляции от океана, сопровождавшиеся перемещениями береговой линии, носившими автономный характер. Однако и здесь обширный материал по датированию береговых линий и континентальных отложений, сформированных в ходе регрессивных перемещений береговой линии, дает возможность назвать береговые линии, наиболее близкие по времени формирования соответствующим береговым образованиям востока Фенноскандии, и приближенно осуществить их хронологическую корреляцию.

Южное и восточное Прибеломорье

История развития поздне-послеледниковых водоемов в восточной части бассейна Белого моря изучена удовлетворительно. Однако основной акцент был сделан на выяснение последовательности их формирования и анализ палеогеографической обстановки (Лаврова, 1931,

1968, 1969; Плешивцева, Гриб, 1965; Плешивцева, 1970, 1971). Береговые образования специально изучались лишь М.А.Лавровой (1931, 1933), А.В.Животовской (1960) и нами.

Наиболее полно исследовано строение толщи послеледниковых осадков в Северо-Двинской депрессии и на берегах Онежского залива, где в естественных обнажениях, начиная с отметок 5-7.5 м и ниже, представлен полный разрез ледниково-морских и собственно морских отложений. По материалам Э.С.Плешивцевой (1970), разрез толщи водных осадков в устье р.Северной Двины начинается образованиями среднего дриаса и завершается осадками суббореального времени. В верхах толщи образований древнеголоценовой регрессии (пребореальное время) суглинистые осадки на глубине 25-26 м содержат прослои торфа, свидетельствующие о глубоком отрицательном перемещении береговой линии: по пробам торфа из скважины № 2 на территории г.Архангельска с глубины 17.25-17.70 м (сборы О.М.Знаменской) получены даты - 9115±100 и 8370±100 лет (Пуннинг и др., 1976). Время относительно низкого положения береговой линии, фиксированное периодом торфонакопления, коррелируется с периодом относительно низкого стояния уровня моря в начальную фазу раннеголоценовой трансгрессии.

В пределах Северо-Двинской депрессии в толще послеледниковых отложений горизонты погребенного торфа встречены также в разрезе среднеголоценовых отложений в скважинах у деревень Корелы и Подгорье, где они фиксируют фазы отрицательного перемещения береговой линии в ходе трансгрессивно-регрессивного перемещения уровня среднеголоценового бассейна (Лаврова, 1968; Плешивцева, 1971). В разрезе по р.Тамице представлена толща позднепослеледниковых осадков, сформировавшихся, судя по результатам спорово-пыльцевого анализа, в период от позднего дриаса до субатлантики с двумя перерывами, охватившими - первый - все пребореальное и часть бореального времени и второй - атлантическое время. С концом первого из указанных перерывов связана аккумуляция континентальных осадков, представленных горизонтом погребенного торфа с датой 8705±70 лет. Исходя из полученного значения возраста, фиксированный периодом торфообразования период относительно низкого положения береговой линии коррелируется во времени с начальной фазой раннеголоценовой трансгрессии на востоке Фенноскандии, обнимающей интервал 9000-8500 лет назад.

В разрезе по р.Вонгуде представлена толща послеледниковых осадков, сформированная, судя по результатам спорово-пыльцевого анализа, в течение второй половины бореального-субатлантического времени. На песчаных осадках периода раннеголоценовой регрессии здесь залегает горизонт погребенного торфа, датированный 7825±70 лет. Фиксированное периодом торфообразования время относительно низкого положения береговой линии коррелируется фазой раннеголоценовой регрессии, обнимающей на востоке Фенноскандии интервал от 8500 до 7500 лет назад.

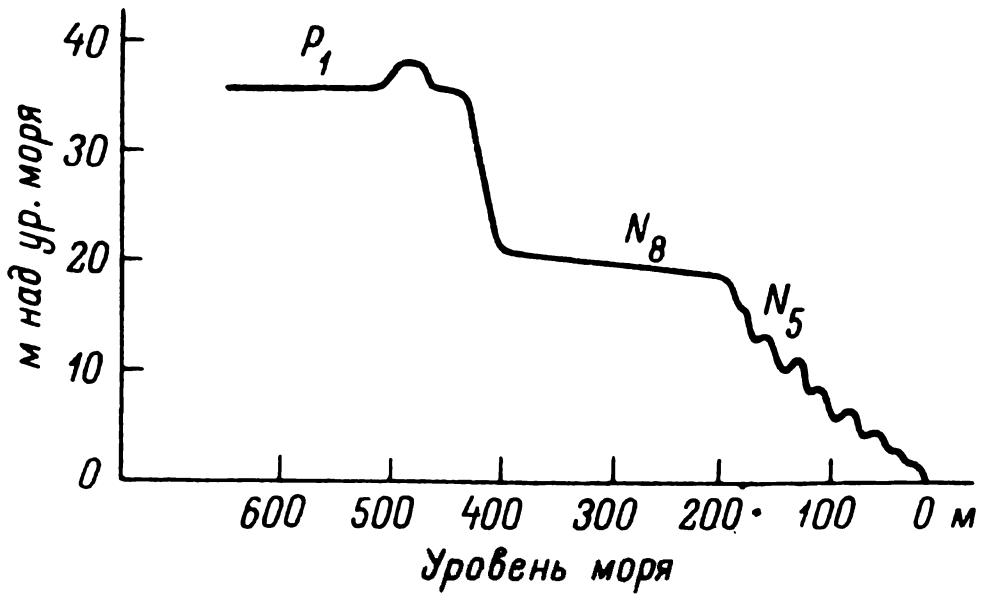


Рис. 35. Профиль морских послеледниковых террас Б. Анзерского острова (Соловецкий архипелаг).

Выше по разрезу в толще суббореальных осадков наблюдается еще один горизонт торфа, датированный возрастом 4030±90 лет. Период относительно низкого положения береговой линии близок фазе первой позднеголоценовой регрессии, развивавшейся от 4100 до 3800 лет назад.

Континентальные образования, связанные с отрицательными перемещениями береговой линии среднеголоценового бассейна, отмечались в разрезах послеледниковых отложений Онежской депрессии М. А. Лавровой (1931, 1933) и А. В. Животовской (1960).

Рассмотренные данные о строении толщи голоценовых отложений в пределах Онежской и Северо-Двинской депрессий свидетельствуют о том, что перемещения береговой линии здесь носили тот же характер и имели те же хронологические рубежи, что и на востоке Фенноскандии. Существенно меньшими были лишь амплитуды перемещений, о чем определенно свидетельствует и относительно низкое положение верхней морской границы.

Близкие амплитуды перемещений устанавливаются лишь для обширной зоны северо-запад-юго-восточного простирания, включающей район Соловецкого архипелага и Двинский п-в. Это определенно следует из анализа положения и возраста береговых образований Соловецких островов, в частности, на Б. Анзерском острове, где древнебереговые образования моря были впервые отмечены А. И. Иностранцевым (1872). Так, в районе Кеньги (рис. 35) серия береговых валов завершается на отметке 20.6 м, что соответствует положению трансгрессивной береговой линии N_5 на Терском побережье Кольского п-ва к западу от с. Сосновки.

Выше располагаются неясно выраженные террасы средне- и раннеголоценового комплексов, предел распространения которых контролируется положением отчетливо выраженной верхней морской границы на отметке 39.1 м, что соответствует положению линии P_5, на Терском побережье Кольского п-ва к западу от с. Сосновки, где эта линия также играет роль верхней границы распространения моря.

На северном побережье Б. Анзерского острова послеледниковые береговые линии характеризуются отметками 7.8, 14.1, 20.9 и 29 м.

Непосредственно на побережье Онежского п-ва, на его западной оконечности, у с.Летняя Золотица отмечены береговые линии на отметках 7.8, 12.2, 16.4 и 27.1 м. Высоты двух верхних уровней, очевидно, могут быть сопоставлены с положением линий N_5 и N_8 на Терском побережье к западу от с.Сосновки. Для некоторых пунктов побережья Онежского п-ва М.А.Лавровой (1931) отмечены более высоко расположенные береговые линии. Однако нет данных, которые определенно свидетельствовали бы о морской природе этих образований. Поэтому следует сделать вывод о возможной высотной и возрастной корреляции послеледниковых береговых линий рассматриваемого района с береговыми образованиями ранне-средне- и позднеголоценового комплексов в западной части Терского побережья Кольского п-ва.

Западный Финмаркен

На западе Финмаркена перемещение береговой линии моря в позднепослеледниковое время детально анализировалось В.Мартинуссеном (Marthinussen, 1962) на примере о.Аннейа в Нурланне (рис.36). Регрессивные „ледниковые" береговые линии - S_7, S_4-S_3, S_2 и S_1 - отмечены здесь в интервале высот от 25 до 10 м. Их возраст приближенно оценивается здесь как 13000-12300, 12000 и 11500 лет. Дальнейший ход перемещения береговой линии представляется М.Мартинуссену в двух вариантах: в виде регрессии малой амплитуды (порядка 2 м) от уровня S_1 к уровню S_0, либо в виде глубокой регрессии (порядка 13 м) и последующей трансгрессии (порядка 11 м), максимуму которой соответствует положение береговой линии S_0. Береговая линия P_{12} (S_0) устанавливается на о.Аннейа на высоте 9 м и по аналогии с районом Тромсе датируется возрастом 10300 лет.

Пребореальное и бореальное время характеризуется М.Мартинуссеном как период глубокой регрессии. Весь комплекс позднеледниковых береговых линий (P_{11}-P_1) был сформирован, в его представлении в интервале 10300-10000 лет назад. Признаки раннеголоценовой трансгрессии в Нурланне им не обнаружены. После длительного периода стояния уровня моря ниже его современного положения, обнимающего время от 10000 до 7400 лет назад, исследователем устанавливаются знакопеременные перемещения береговой линии, фиксированные положением „комплексной" береговой линии моря тапес. Возраст трансгрессивных линий аппроксимируется им как тапес I (N_9) - 6600 лет назад, тапес II (N_8) - 6250 лет назад, тапес III (N_7) - 5500 лет назад и тапес IV (N_6-N_5) - 4800 и 4500 лет назад. Амплитуды, достигнутые в периоды максимумов частных трансгрессий, оцениваются последовательно в 4, 6, 7 и 7-8 м над современным уровнем моря. На профиле Рамсе установлены континентальные отложения, разделяющие осадки фаз тапес II и тапес III, датированные 6100 лет.

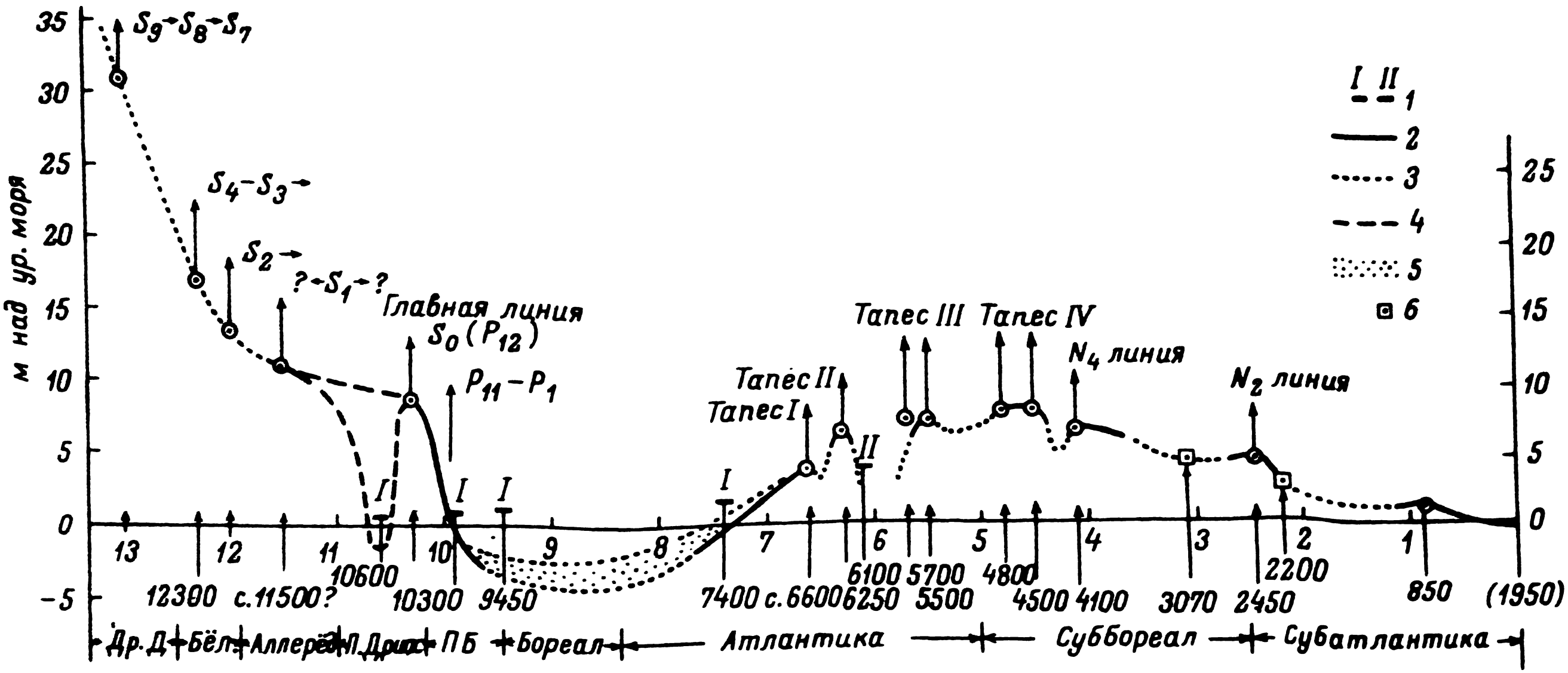


Рис. 36. График перемещения в голоцене береговой линии Норвежского моря в Нурланне (Marthinussen, 1962).

1 – даты, полученные по органическому материалу, обнаруженному ниже уровня моря; 2 – фиксированные перемещения береговой линии; 3 – предполагаемые перемещения береговой линии; 4 – возможные перемещения береговой линии в течение аллерёда–позднего дриаса; 5 – диапазон вероятных перемещений береговой линии ниже современного уровня моря; 6 – положение пунктов отбора проб для радиоуглеродного дати-

Береговые образования позднеголоценового комплекса, представленные на профилях у Рамсе, как и в других районах, характеризуются постепенным убыванием высот. Береговая линия N_4 устанавливается на отметке 7 м, береговая линия N_2 – на отметке 4 м. Их возраст аппроксимируется последовательно как 4100 и 2450 лет. Фазам отрицательного перемещения береговой линии соответствуют датировки органического материала, составляющие 3070 и 2200 лет.

Сопоставляя кривую перемещения береговой линии на о.Аннейа с таковой для востока Фенноскандии, можно сделать вывод о синхронности знакопеременных перемещений береговой линии на востоке Фенноскандии (рис. 34) и в Нурланне (рис. 36). Особенностью кривой перемещения в Нурланне является отсутствие признаков трансгрессивно-регрессивного перемещения береговой линии в раннем голоцене и большая временная контрастность перемещений береговой линии в среднем голоцене.

Из сопоставления результатов датирования морских и континентальных образований в разрезе голоценовых отложений в Нурланне, на востоке Финмаркена, на Кольском п-ве и в южном и восточном Прибеломорье (рис. 37) также определенно следует вывод о синхронности трансгрессивных и регрессивных фаз в истории развития морских бассейнов севера Европы.

Опыт сопоставления фаз развития и корреляции береговых линий морей Северной Атлантики и Балтики

До недавнего времени допускалось прямое сопоставление фаз развития Норвежского, Баренцева и Белого морей и Балтики, при котором фаза готигляциального бассейна в Северной Атлантике соотносилась с фазой I Ильдиевого моря, бассейна портляндия – с фазой Балтийского ледникового озера, бассейна литторина (океаническая) – с фазой II Ильдиевого моря и моря Эхинеис, бассейн фолас – с фазой Анцилового озера и т.д. (Авилов, 1956; Лаврова, 1960, 1968, 1969). Такое сопоставление в значительной степени основывалось на допущении существования в позднеледниковое время связи и более или менее активного водообмена между Белым морем и Балтикой.

Однако, учитывая наличие в истории Балтики периодов ее почти полной изоляции от океана (фазы Балтийского ледникового и Анцилового озер), трудно представить себе возможность синхронных однонаправленных изменений в истории обоих бассейнов. Поэтому следует признать самый приближенный характер отмеченных выше корреляций.

Возможность хронологической корреляции береговых образований морей Северной Атлантики и Балтики открывается при последовательном сравнении основных событий в истории обоих бассейнов (Знаменская, Кошечкин, 1975).

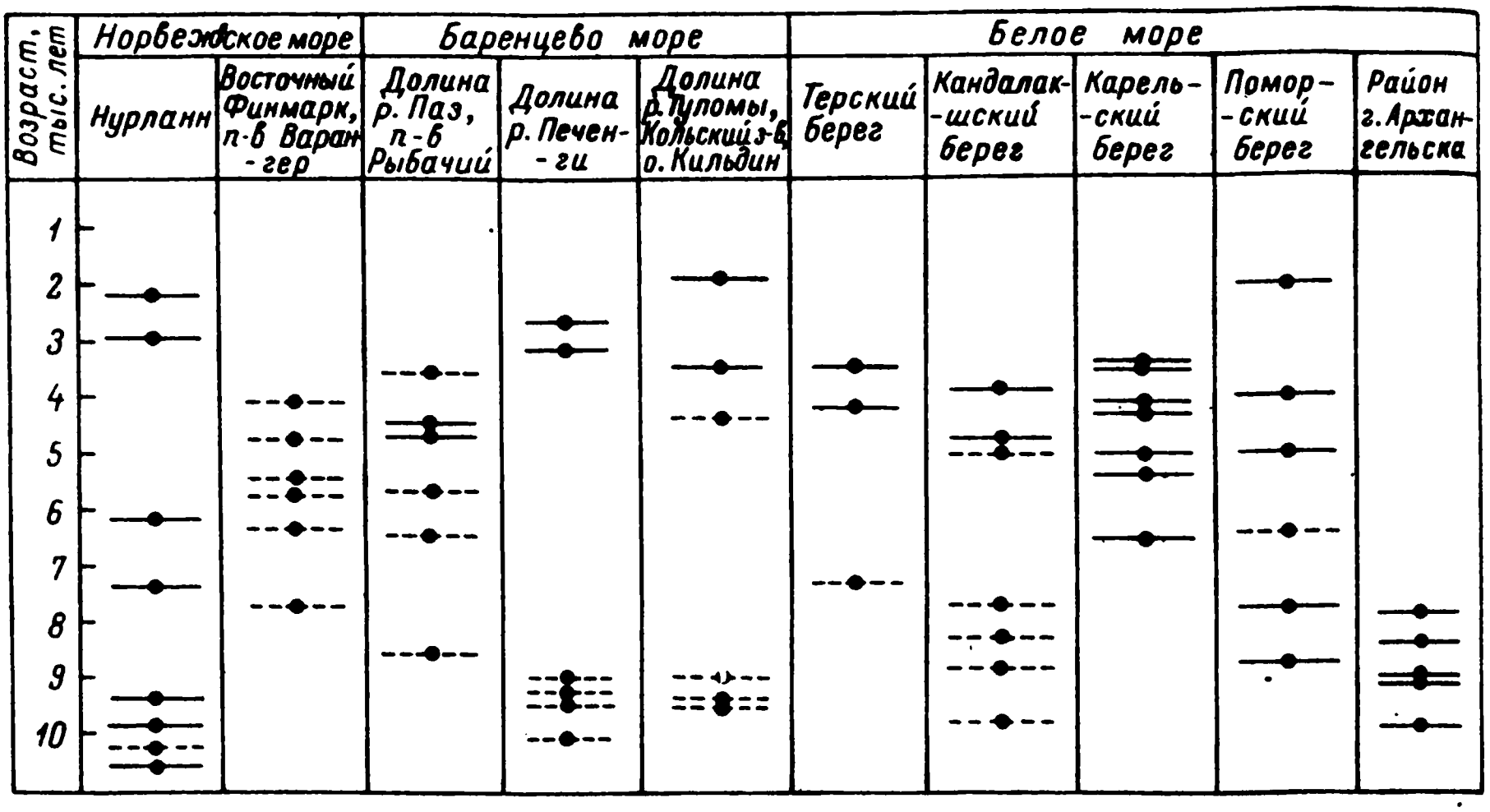


Рис. 37. Результаты радиоуглеродного датирования морских и континентальных осадков на востоке Фенноскандии и в сопредельных районах.

С п л о ш н ы е линии – даты по континентальным осадкам, п у н к т и р н ы е – по морским осадкам.

Как уже отмечалось, наиболее древними береговыми линиями, представленными на востоке Фенноскандии – в Финмаркене, на п-ве Варангер и в западной части Мурманского побережья, являются линии S_2 и S_1, сформированные в ходе отрицательного перемещения береговой линии бассейна в течение аллерёда. В последующем перемещение береговой линии морей в пределах лишенной льдов части бассейнов Северной Атлантики продолжало носить устойчивый отрицательный характер вплоть до конца пребореального времени. В Балтике в течение аллерёда продолжала формироваться система местных приледниковых озер, характеризовавшихся автономностью в перемещении береговой линии (уровни $G_1 - G_3$). Изолированное развитие системы приледниковых озер предполагает, что указанные уровни формировались независимо от хода перемещения океанической береговой линии. В дальнейшем, также в течение аллерёда, в ходе объединения отдельных водоемов, на востоке Балтики было сформировано единое Балтийское ледниковое озеро, существовавшее в течение всего молодого дриаса и завершившее свое существование уже в пребореальное время (10163 года назад) в связи со спуском у г. Биллингена (Krog, 1960). В свете результатов, полученных И. Доннером при исследовании Балтийского ледникового озера в Южной Финляндии, береговая линия последнего испытала положительное перемещение в начальную фазу формирования водоема (трансгрессивная линия B_1). Последующее перемещение береговой линии имело характер регрессии, в ходе которой были сформированы линии

B_{11} и B_{III} (Donner, 1969в). При этих построениях И. Доннер трактует возраст береговой линии P_{12} на севере Скандинавии как более древний по отношению ко всему комплексу береговых образований Балтийского ледникового озера. Очевидно, что период формирования „главной береговой линии" – P_{12} – в Скандинавии и на севере Кольского п-ва, имеющей возраст 10300 лет (рубеж молодого дриаса и пребореала), не может коррелироваться со временем, непосредственно предшествующим формированию линии B_I, как это предполагает И. Доннер. Линия P_{12} оформилась значительно позднее, по крайней мере, на все время молодого дриаса, т.е. не менее, чем на 700 лет и примерно на 150 лет ранее времени спуска Балтийского ледникового озера. По возрасту наиболее близкими линиями P_{12}, по-видимому, являются регрессивные линии B_{11} и B_{III} Балтийского ледникового озера (рис.38). Более молодые, в свете последних исследований, регрессивные уровни P_{11} и P_{10} близки времени спуска Балтийского ледникового озера и формированию линии Y_I Иольдиевого моря. Последующему периоду отрицательного перемещения береговой линии Северной Атлантики (регрессия литторина океаническая, уровни P_9–P_5) соответствует фаза Иольдиевого моря в целом, включая время оформления трансгрессивной линии Y_{II}, соотносимое Х.Я. Кессел и М.К. Пуннингом (1969в) с интервалом 10000–9300 лет назад.

Отрицательное перемещение береговой линии морей Северной Атлантики завершилось в интервале 9500–8500 лет назад и сменилось во времени фазой раннеголоценового бассейна (бассейн фолас в Скандинавии), с которой связано положительное перемещение береговой линии до уровня P_5'. В истории Балтики периоду рассматриваемой фазы оказываются весьма близкими хронологические пределы фазы Анцилового озера и, соответственно, возрасту трансгрессивного уровня P_5' оказывается практически идентичным во времени трансгрессивный уровень A_1.

Начиная с атлантического времени, с установлением постоянного обмена вод морей Северной Атлантики (фаза среднеголоценового бассейна – бассейна тапес) с Балтикой (фаза литторинового моря), вплоть до нашего времени имели место приближенные к синхронным и однонаправленным перемещения береговых линий Норвежского, Баренцевого и Белого морей, с одной стороны, и Балтийского – с другой.

Общей особенностью при этом явилось весьма низкое положение береговой линии в начале среднего голоцена, когда на осушившихся площадях подводного берегового склона протекало формирование торфяников, повсеместно фиксируемых в погребенном состоянии и характеризуемых возрастом в интервале 7800–7200 лат назад (Marthinussen, 1962; Lundquist, 1965; Mörner, 1969; Девирц, Маркова и др., 1968; Кассел, Пуннинг, 1969а; Кошечкин, Девятова и др., 1976). Серия частных трансгрессивных фаз среднеголоценового бассейна и соответствующие трансгрессивные береговые линии в бассейне Северной Атлантики находят своих аналогов в бассейне Балтики.

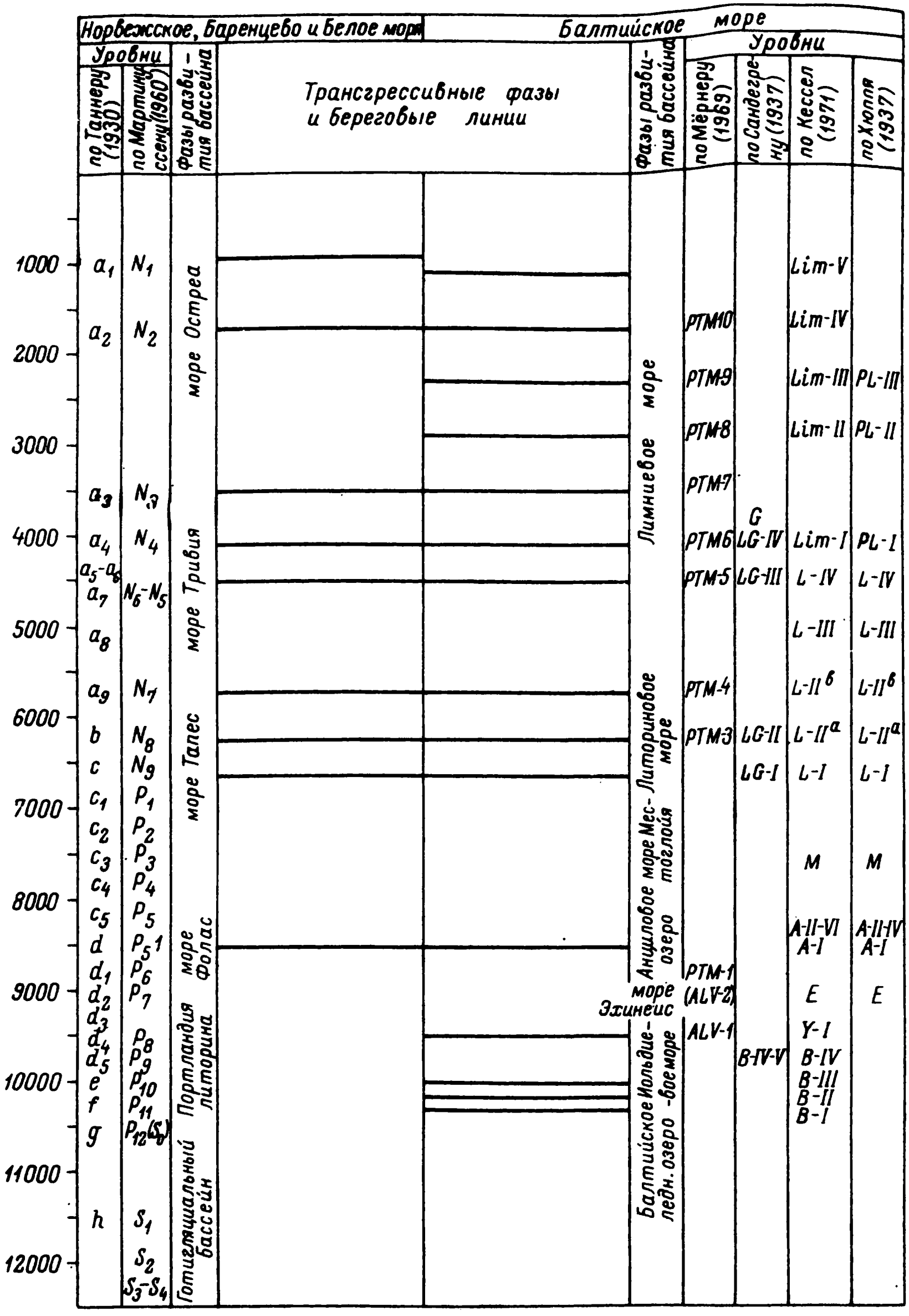


Рис. 38. Схема корреляции древнебереговых линий Балтики и бассейна Норвежского, Баренцева и Белого морей (Знаменская, Кошечкин, 1975).

Опираясь на данные хронологических исследований упомянутых выше авторов, можно наметить более частные корреляции среднеголоценовых уровней побережий севера Скандинавии и Кольского п-ва с уровнями Балтики, близкими к синхронным оказываются уровни $N_9(c) - L_I$, $N_8 - L_{II}a$, $N_7(\alpha_9) - L_{II}b$ и $N_6 - N_5(\alpha_8) - L_{IV}$. В корреляционной схеме сделана попытка соотнесения уровней Северной Атлантики с уровнями Балтики в схемах Хюппя (Nyyppä, 1937), Мернера (Mörner, 1969) и Кессел (1975).

Сопоставление позднеголоценовых уровней затруднено вследствие малых различий в высотных отметках разновозрастных береговых линий на разных участках побережий. При этом для бассейна Балтики нет и определенной ясности в вопросе о природе некоторых уровней лимниевого моря, которые Мернер (Mörner, 1969) считает трансгрессивными, а Кессел - сформированными в ходе отрицательного перемещения береговой линии. Достаточно надежно сопоставляются только трансгрессивные уровни $N_4(\alpha_4)$ - Lim I с возрастом, близким 4100-4000 лет (Marthinussen, 1962; Кошечкин, 1975; Кессел, 1965), и менее надежно - $N_2(\alpha_2)$ - Lim IV с возрастом приблизительно 1750 лет (Кошечкин, 1975; Кессел, 1965).

В заключение рассмотрения вопроса о корреляции береговых образований поздне-послеледникового времени можно сделать вывод о том, что система уровней морских поздне-послеледниковых бассейнов является единой для всей Северной Атлантики. В зависимости от времени дегляциации в различных частях побережий древнеголоценовый комплекс уровней был сформирован полностью, либо представлен своими более молодыми уровнями. Раннеголоценовый и более молодые комплексы представлены полностью. Соответствующие древне- и раннеголоценовому комплексам Северной Атлантики уровни Балтики сформировались независимо от хода перемещения океанической береговой линии.

Руководящим уровням побережий Северной Атлантики наиболее близки по времени формирования следующие уровни: уровню $P_{12}(g)$ - уровень B_{11}, уровню $P_{10}(e)$ - уровень Y_I, уровню $P_5(d)$ - уровень A_I, уровню $N_9(c)$ - уровень L_I, уровню $N_6 - N_5$ - уровень L_{IV}, уровню $N_4(\alpha_4)$ - уровень Lim I n и уровню $N_2(\alpha_2)$ - уровень Lim IV. При этом надежность их синхронизации определяется ошибкой ±50±100 лет, что обеспечивает возможность построения единой схемы изобаз для всей территории Фенноскандии.

Г л а в а VII

ДЕФОРМАЦИИ БЕРЕГОВЫХ ЛИНИЙ ПОЗДНЕ-ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ БАССЕЙНОВ НА ВОСТОКЕ ФЕННОСКАНДИИ И СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА В ГОЛОЦЕНЕ

В главе III были рассмотрены материалы о возрасте и высотном положении комплексов береговых образований поздне-послеледниковых морских бассейнов на востоке Фенноскандии. Сравнение данных о высотном положении одновозрастных береговых линий позволяет оценить амплитуды суммарного поднятия земной коры, выявить и рассмотреть характер движений дифференцированно развивавшихся блоковых структур, охарактеризовать главные черты структурного плана региона в поздне- послеледниковое время.

Древний голоцен

Как было показано выше, наиболее ранние по времени формирования береговые линии древнеголоценового комплекса - „ледниковые линии" - возникли на раннем этапе дегляциации (в раннем-позднем дриасе) в периферической области поднятия - в крайней северо-западной части региона - на освободившихся ото льда участках восточного побережья п-ва Варангер при наиболее высоком положении уровня моря (Marthinussen, 1974). Исходя из минимальных значений высот „верхней морской границы" на этом участке, амплитуда суммарного поздне-, послеледникового поднятия начиная с раннего дриаса, составила в крайней периферической области поднятия приблизительно 80 м. Развитые здесь же более поздние образования древнеголоценового комплекса - сформированные в аллерёде наиболее молодые „ледниковые линии" S_2 и S_1 - характеризуются минимальными отметками, близкими 40 м. Их аналоги на побережьях полуостровов Рыбачьего и Среднего и в устьях рек Восточного Финмаркена и западной части Мурманского побережья достигают высот 94-97 и 88-91 м. Таким образом, следует вывод о значительном

увеличении амплитуд суммарного поднятия в направлении от побережья к внутренним районам.

Существенно более широкие представления о деформациях земной коры в древнем голоцене складываются в результате анализа изменений высот „главной береговой линии" - P_{12} с возрастом 10300 лет, сформированной на стадии дегляциации, когда край льда во многих районах уже отступил от побережья. Эта береговая линия, известная в крайней северо-западной части региона на побережье Финмарка и п-ва Варангер, находит место на спектрах береговых линий в западной части Кольского п-ва - в долинах рек Паз (рис.10), Печенги (рис.11), Кольском заливе, долинах рек Туломы и Лотты. По общепринятой методике построена карта деформаций этой береговой линии (рис. 38, см. вкл.).

В силу неповсеместного распространения линии P_{12}, при составлении схемы использованы данные о высотном положении соответствующих по возрасту террас, охарактеризованных в западной части бассейна Белого моря Г.И.Горецким (1951), А.Д.Армандом (Арманд, Самсонова, 1969), В.А.Ильиным, А.Д.Лукашовым, И.М.Экманом и Э.И.Девятовой (Девятова, Лийва, 1971) и автором и относимых им к образованиям приледникового бассейна. Положение изобаз в пределах представленной на схеме части территории Северной Финляндии соответствует изменениям высот береговой линии Балтийского ледникового озера - B_{11}, наиболее близкой времени формирования линии P_{12} (рис. 38), данные о которых заимствованы из работ Э.Хюппя (Nuurrä, 1963 и др.).

Важной особенностью рисунка изобаз на составленной схеме, отличающей ее от предлагавшихся ранее вариантов, является следование их контурам суши уже в непосредственной близости к области Северной Балтики, еще занятой в период формирования береговых линий P_{12}-B_{11} материковым льдом.

На схеме видно относительно равномерное нарастание амплитуд суммарного поднятия от 10 м на крайнем севере Восточного Финмаркена до 160 м на севере Финской Лапландии и 250 м - в части бассейна Ботнического залива, не занятой льдом. Нарушение, в общем, плавного рисунка изобаз имеет место в центральной части Кольского п-ва, что, по представлению многих исследователей, связано с проявившимися уже в позднеледниковое время локальными восходящими движениями в пределах горных массивов Хибинских и Ловозерских тундр (Ramsay, 1898; Лаврова, 1939, 1947, 1958, 1960; Никонов, 1967).

Не нашли отражения на схеме установленные в нижней части долины р.Печенги определенно выраженные локальные деформации более молодых, нежели линии P_{12}, уровней древнеголоценового комплекса (P_{11}-P_5), устанавливаемые на спектре (рис.11) на участке долины от подножия Печенгских тундр до места впадения реки в Печенгскую губу. Наличие интенсивных деформаций также может быть поставлено в связь с локальными восходящими движениями в области горного массива Печенгских тундр.

Упомянутыми изменениями очертаний изобаз в центральной части Кольского п-ва, отражающими положение горных массивов Хибинских, Ловозерских и Печенгских тундр, исчерпываются фактические данные о локальных деформациях земной коры в позднеледниковое время.

На спектре береговых линий по профилю п-в Рыбачий-долина р.Печенги (рис.11) не нашли отражения предполагавшиеся В.Таннером (Tanner, 1930) „дисгармоничные движения" на границе между полуостровами Рыбачьим и Средним и последним и материком, выражающиеся якобы в локальных деформациях уровня f, соответствующего линии P_{12}, и рассматриваемые последующими исследователями в качестве свидетельств омоложения предполагаемых здесь разломов. Вывод об отсутствии локальных деформаций в этом районе сделан недавно и М.Мартинуссеном, объяснившим возникновение этого представления ошибками, допущенными при корреляции береговых линий (Marthinussen, 1974).

Ранний голоцен

В качестве руководящего уровня раннеголоценового комплекса принят соответствующий наивысшему положению береговой линии раннеголоценового бассейна трансгрессивный уровень P_5, пользующийся повсеместным распространением на Кольском п-ве. На основе данных о его высотном положении в различных частях региона построена схема изобаз (рис.40). Рисунок изобаз на ней существенно отличается от такового в древнем голоцене. Положение изобаз по-прежнему четко рисует общее региональное поднятие восточной части Балтийского щита. Изобазы как бы описывают береговую линию, приближенно соответствуя в плане контурам суши. В прибрежных районах Мурманского, Терского и Кандалакшского побережий нарастание амплитуд суммарного поднятия происходит равномерно от 45 до 50 м.

Можно предполагать, что те же значения амплитуд суммарного послеледникового поднятия характеризуют и районы Карельского побережья Белого моря, так как в долине р.Выг положение линии P_5, также устанавливается на отметке 40–45 м.

В бассейне Ботнического залива, судя по данным о деформациях верхней береговой линии Анцилового озера – A_1 (Нууррä,1963 и др.), одновозрастной береговой линии P_5, концентрический рисунок изобаз сопровождает всю область Северной и Восточной Ботнии. Экстраполируя положение изобаз на территорию Северной Карелии и юго-западной части Мурманской области, можно констатировать увеличение амплитуд поднятия от 40 м в районе Кандалакши до 100–120 м близ государственной границы, к западу от этого пункта, и 180–200 м на побережье восточной Ботнии.

Результаты установления амплитуд суммарного поднятия земной коры на основе анализа высотного положения руководящего уровня

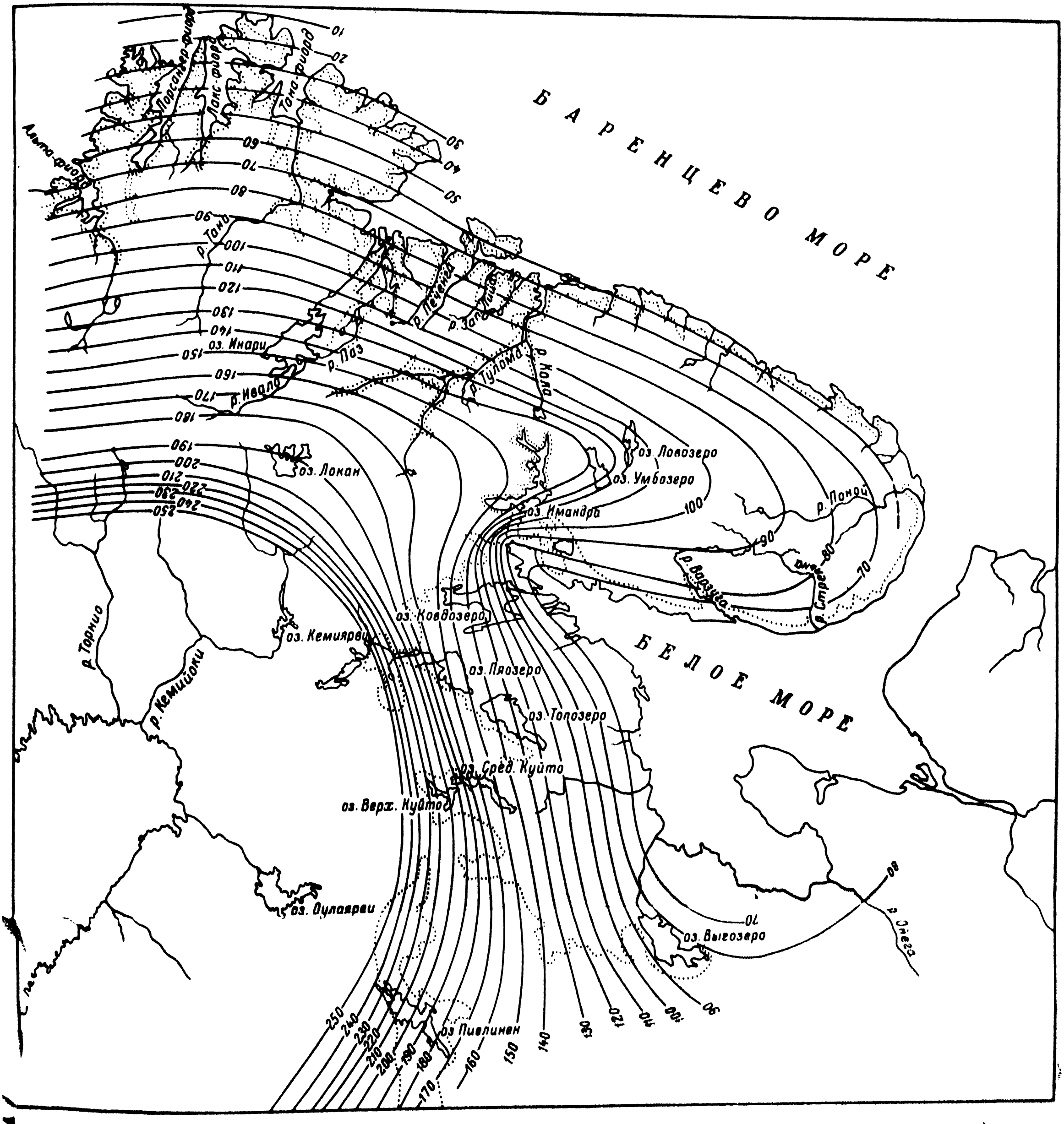


Рис. 39. Карта изобаз позднеголоценового поднятия земной коры на востоке Фенноскандии (по линиям U_{12}–B_{11}).

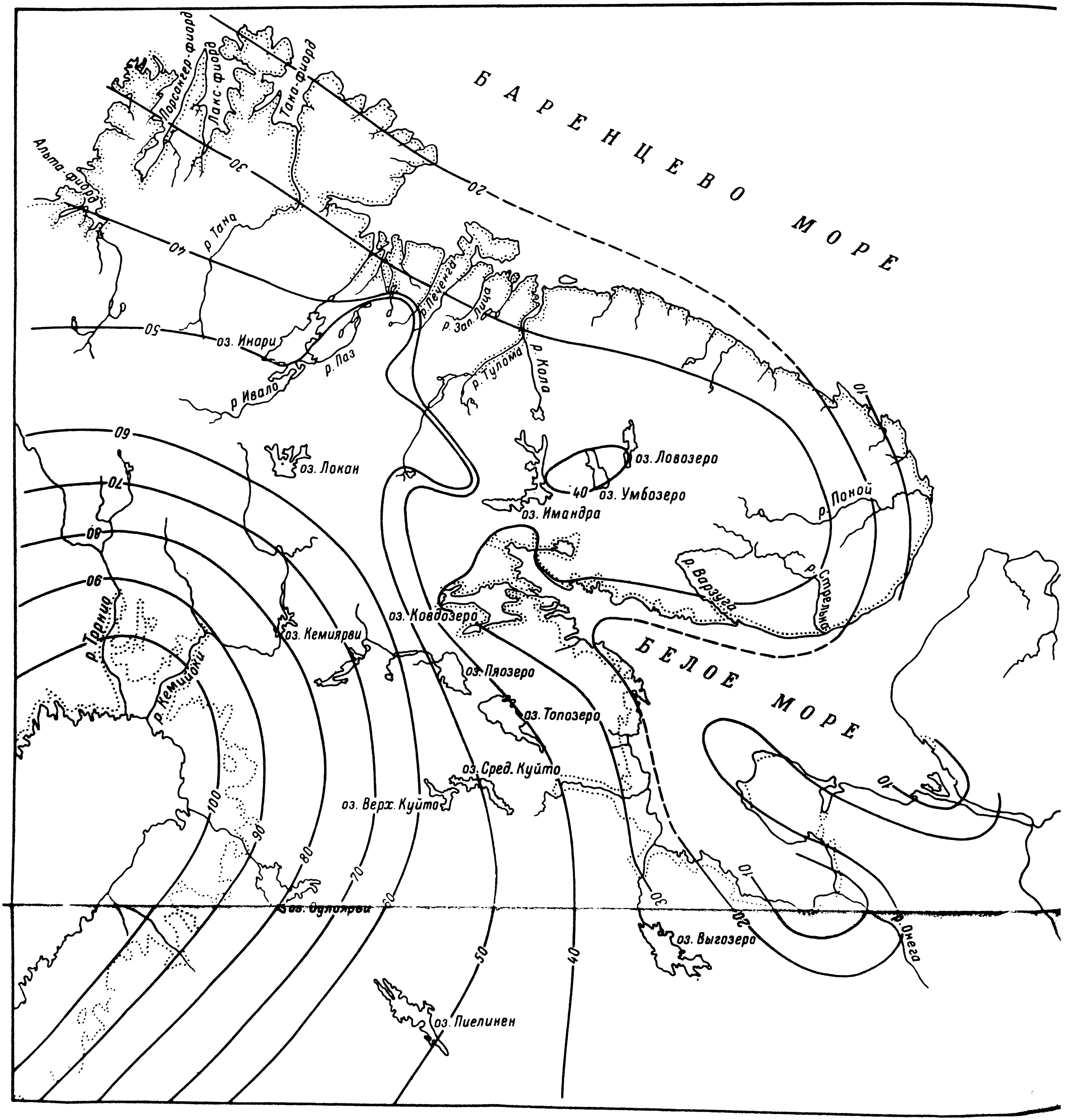


Рис. 43. Карта изобаз послеледникового поднятия земной коры на востоке Фенноскандии (по линиям N_8–L_{II}).

Рис. 40. Карта изобаз послеледникового поднятия земной коры Кольского полуострова (по линии P_5).

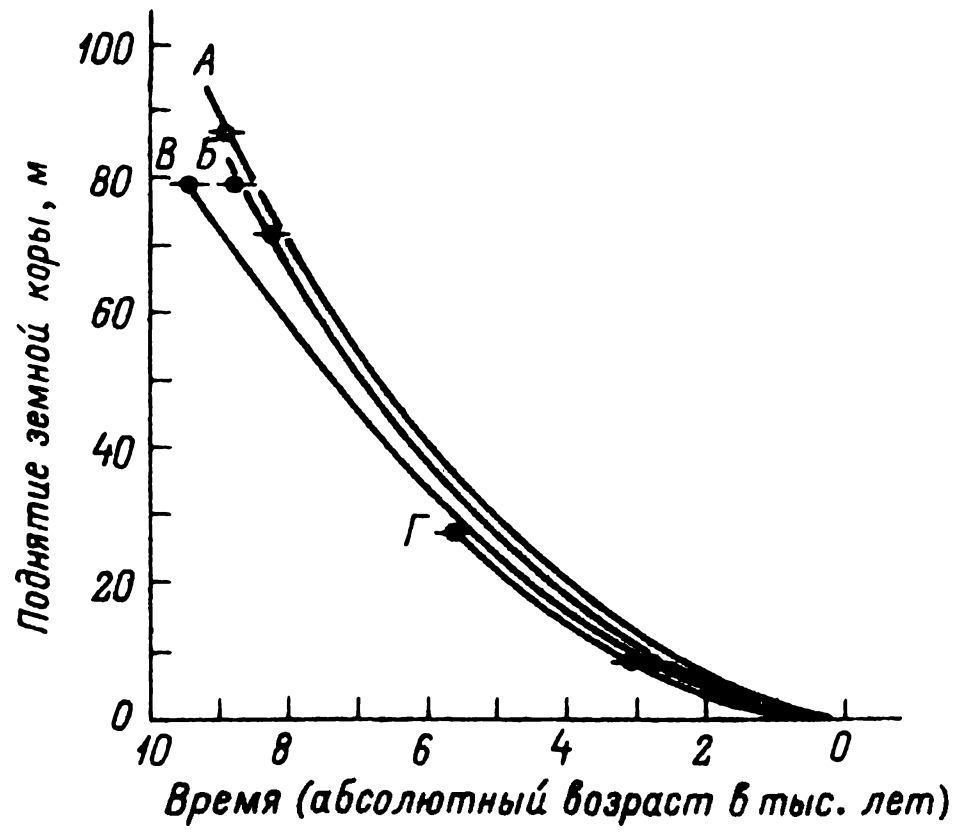


Рис. 41. Кривые амплитуд суммарного послеледникового поднятия различных районов Кольского полуострова.

А – долина р. Туломы близ ур. Кривец; Б – долина р. Туломы у пос. Падун; В – долина р. Иовы; Г – долина р. Печенги.

раннеголоценового комплекса линии P_5, хорошо согласуются с данными оценки амплитуд, полученными путем датирования по органическому материалу из приповерхностного слоя террасовых отложений. На рис. 41 представлено семейство графиков суммарного поднятия для районов запада Кольского п-ва и Северной Карелии, в которых влияние локальных, дифференцированно проявившихся в пространстве движений не установлено (нижняя часть долины р.Печенги, долина р.Туломы, южный берег Кандалакшского залива). Введенные при построении графиков поправки на эвстатический фактор сняты с кривой эвстатического поднятия уровня мирового океана (Грачев, Долуханов, 1969, 1970). Сравнение графиков для отдельных районов показывает, что в период от 9500 лет назад до нашего времени тенденции регионального поднятия земной коры и общий характер движений носили здесь единый характер: амплитуды поднятия оказываются наименьшими в прибрежных районах и возрастают по направлению внутрь материка.

Судя по рисунку изобаз, наряду с общим региональным поднятием в раннем голоцене в пределах Кольского п-ва и Северной Карелии определенно проявились локальные дифференцированные движения, пространственно совпадающие с положением отдельных крупных блоков земной коры. Аномально высокие значения деформаций береговых линий характеризуют горные массивы Печенгских, Сальных, Хибинских, Ловозерских[1], Кандалакшских и Колвицких тундр и возвышенные районы юго-западной части Кольского п-ва и Северной Карелии.

Зоны локальных деформаций береговых линий раннеголоценового комплекса устанавливаются преимущественно по периферии этих массивов. Так, к северу от массива Печенгских тундр определенно устанавливаются интенсивные деформации всех раннеголоценовых уровней на участке долины р.Печенги от подножия Печенгских тундр до места впадения реки в Печенгскую губу (рис.11). Этот участок характеризуется также резким возрастанием значений градиента поднятия. По-видимому, локальные деформации раннеголоценовых уровней в долине р.Печенги являются лишь частью значительной по протяженности зоны интенсивных молодых подвижек, обрамляющей с севера и востока всю область горных сооружений и возвышенностей на западе Кольского п-ва. Так, в верхней части долины р.Лотты А.А.Никоновым (1964а) положение руководящего уровня P_5, установлено на отметке 120 м, что на 20 м выше, нежели эта линия показана на спектре В.Таннера.

Установленная зона раннеголоценовых деформаций может быть прослежена далее на юг, где по периферии Сальных тундр разница

---

[1] Расчет амплитуд поднятия Хибинских и Ловозерских тундр выполнен на основе имеющихся данных (Арманд, 1960; Граве, Евзеров, 1963) о скоростях дифференциальных движений этих массивов в послеледниковое время.

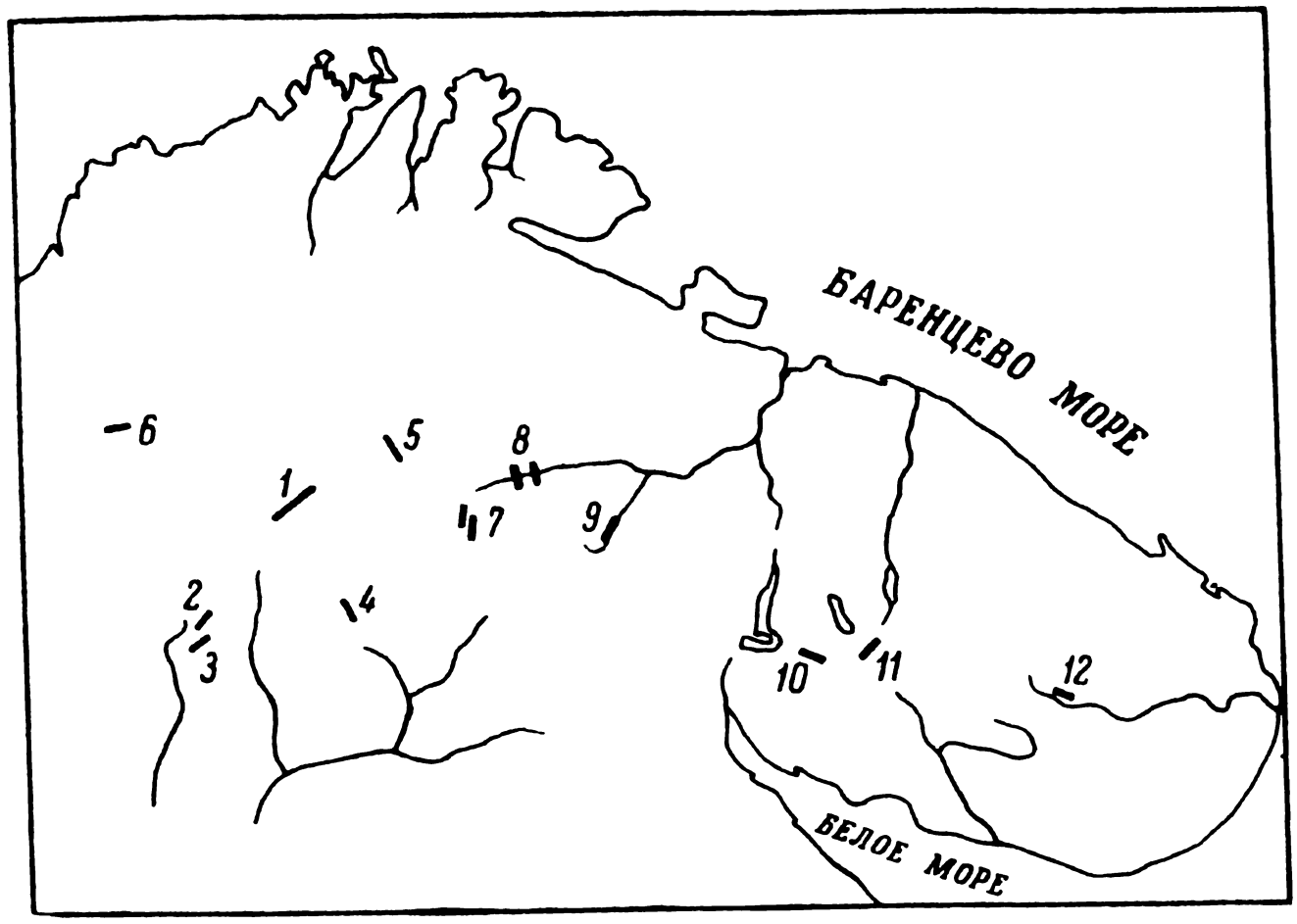


Рис. 42. Схема распространения послеледниковых разломов на территории Финской Лапландии и Кольского полуострова.

1 – Раутскюля, 2 – Венейярви, 3 – Пасмаярви, 4 – Ваалярви, 5 – Вуотсо, 6 – Келоттиярви (1–6 – Kujansuu, 1964); 7 – Явр; 8 – Лотта (Никонов, 1964а); 9 – Нотозеро; 10 – к югу от Хибинских тундр (Карпов, 1960); 11 – к югу от Ловозерских тундр (Буссен, 1964); 12 – в долине р.Поной (А.Д. и Н.Н. Арманд, 1966).

Таблица 5

Амплитуды (в м) регионального и локальных поднятий в пределах Кольского полуострова и Северной Карелии в раннем голоцене

Область поднятия	Регионального поднятия	Общая	Дифференцированных поднятий
Печенгские тундры	70	120	50
Сальные тундры	70	120	50
Хибинские тундры	70	80	10
Ловозерские тундры	70	80	10
Колвицкие тундры	50	80	30
Кандалакшские тундры	50	80	30
Полуостров Турий (возвышенности ю.-з. части Кольского полуострова и Северной Карелии)	45	50	5

в высотах одновозрастных голоценовых уровней на склонах массива Сальных тундр и за его пределами составляет 20–25 м (Никонов, 1964б).

О локальных поднятиях земной коры в послеледниковое время свидетельствуют данные о деформациях уровней озерных бассейнов по периферии Хибинских и Ловозерских тундр, указывающие на устойчивые восходящие движения этих горных сооружений по отношению к окружающим их равнинным территориям.

Наконец, аномально высокое положение линии P_5, устанавливается в районах Кандалакшских и Колвицких тундр, где, по данным А.Д. Арманда (Арманд, Самсонова, 1969), высота этой линии достигает 80 м при высоте 40–45 м в соседних районах Кандалакшского побережья и в пределах горных сооружений на юго-западе Кольского п-ва и Северной Карелии.

Зоны локальных деформаций во многих случаях характеризуются резко повышенными значениями градиентов поднятия. Если значения таковых для площадей регионального поднятия укладываются в пределы 0.3–0.4 м/км, то в пределах зон, окружающих дифференцированно воздымающиеся блоки, эти значения достигают 3 м/км. Данные об амплитудах дифференцированно проявившихся локальных поднятий в указанных районах обобщены в табл.5.

Можно предполагать, что в пределах зон интенсивных локальных деформаций земной коры дифференциация движений обусловлена наличием достаточно многочисленных смещений дизъюнктивного характера, масштабы проявления и роль которых до настоящего времени исследованы слабо. Примером таких нарушений на крайнем северо-западе региона могут служить значительные по протяженности линейные нарушения докембрийских пород в Финской Лапландии, охарактеризованные в работе Р. Куянсу (Kujansuu, 1964). На западе Кольского п-ва линейные нарушения послеледникового времени описаны в долинах рек Лотты (Никонов, 1959, 1964а) и Ноты (Кошечкин, 1964а). Они известны по южной периферии Хибинского (Карпов, 1960) и Ловозерского (Буссен, 1964) массивов. А.Д. и Н.Н. Арманд (1966) отмечают дифференцированные подвижки раннеголоценового времени, в частности разрывные нарушения к югу от горных Кейв (рис.42).

Средний голоцен

В качестве руководящего уровня среднеголоценового комплекса принята береговая линия N_8-L_{II}, соответствующая наивысшему положению среднеголоценовой трансгрессии в большинстве районов востока Фенноскандии. Данные о высотах этой береговой линии в различных частях региона послужили основой для схемы изобаз поднятия восточной части Балтийского щита в среднем голоцене (рис.43, см.вкл.). Положение изобаз в пределах представленной на схеме части территории Северной Финляндии соответствует изменениям высот берего-

вой линии литоринового моря L_{II}, синхронной по времени формирования береговым линиям N_8-N_5 (рис.38), данные о которых заимствованы из работ Э.Хюппя (Нуурра, 1963 и др.).

Общий рисунок изобаз на карте (рис.43) определенно свидетельствует о близости основных черт плана суммарного поднятия в среднем голоцене с планом поднятия в предшествующее - раннеголоценовое время. Как и в раннем голоцене, положение изобаз рисует общее поднятие восточной части Балтийского щита: изобазы приближенно следуют контурам суши, как бы описывая береговую линию.

Нарастание амплитуд суммарного поднятия происходит равномерно: в пределах побережья Восточного Финмаркена и п-ва Варангер - от 20 до 40 м, в пределах Мурманского, Терского и Карельского побережий - от 25 до 30 м. По направлению к центральной области Фенноскандии рисунок изобаз приобретает концентрический характер, а увеличение амплитуд суммарного поднятия от 60 м (Финская Лапландия, крайний запад Северной Карелии) до 100 м (северная Ботния) происходит равномерно, в форме целостного свода. Рисунок изобаз свидетельствует о том, что наряду с общим региональным поднятием в среднем голоцене дифференцированно развивались локальные поднятия отдельных крупных блоков земной коры. Как и в раннем голоцене, аномально высокие значения амплитуд деформаций земной коры характеризуют горные сооружения Печенгских, Сальных, Хибинских, Ловозерских, Кандалакшских и Колвицких тундр и возвышенные районы юго-западной части Кольского полуострова и Северной Карелии (табл.6).

Названные локальные структуры в пределах Кольского п-ва и Северной Карелии также окружены отчетливо выраженными зонами резко повышенных значений градиентов поднятия. При значениях градиентов регионального поднятия 0.1-0.2 м/км значения градиентов в зонах, ограничивающих дифференциально развивающиеся блоки, достигают 2.5 м/км. Такие зоны повышенных градиентов установлены к северу и востоку от массива Печенгских тундр, соответствуют северным и восточным границам массива Сальных тундр, окружают массивы Хибинских, Ловозерских, Кандалакшских и Колвицких тундр, ограничивают с севера и с востока возвышенности на юго-западе Кольского п-ва и Севера Карелии.

Поздний голоцен

Анализ перемещения береговой линии Норвежского, Баренцева и Белого морей приводит к выводу, что амплитуды положительного перемещения береговой линии в позднем голоцене были минимальными. Следствием этого явилось незначительное проникновение вод позднеголоценового бассейна по долинам рек в глубь суши. Поэтому характер деформаций береговых линий этого комплекса может быть оценен лишь для узкой прибрежной полосы, а построение схемы изобаз для региона в целом или сколько-нибудь крупной его части не представляется возможным.

Таблица 6

Амплитуды (в м) регионального и локальных поднятий в пределах Кольского п-ва и Северной Карелии в среднем голоцене

Наименование области поднятия	Региональ-ного подня-тия	Общие	Дифферен-цированных поднятий
Печенгские тундры	30	60	30
Сальные тундры	30	60	30
Хибинские тундры	30	40	10
Ловозерские тундры	30	40	10
Колвицкие тундры	30	40	20
Кандалакшские тундры	30	50	20
Турий п-в	25	30	5
Возвышенности ю.-з. части Кольского п-ва и Север-ной Карелии	30	50	20

В качестве руководящего уровня позднеголоценового комплекса принята наиболее отчетливо выраженная береговая линия N_4 с возрастом 4100 лет до н.э., высота которой на севере Восточного Финмаркена составляет 6.5 м, а во внутренних частях фиордов - 12 м. На побережье Мурмана и на площади Терского побережья высота этой линии удерживается в интервале 8-12 м. В долине р.Туломы фиксируется увеличение высот этой линии до 17 м. Аналогичные максимальные отметки линия N_4 имеет на Карельском побережье в долине р.Выг.

Правомерным представляется заключение о равномерной положительной деформации этой линии от побережья в глубь суши, соответствующей общему плану суммарного поднятия в послеледниковое время. Локальные деформации этой береговой линии устанавливаются лишь в западной части Кандалакшского побережья Кольского п-ва - в районе Кандалакшских и Колвицких тундр, где высота береговой линии N_4 достигает 20 м.

По результатам изучения речных террас в бассейне р.Ноты А.А. Никоновым устанавливаются также дифференцированные поднятия горного массива Сальных тундр. Так, террасовая поверхность, сформированная в субатлантическое время на побережье оз.Нотозеро, к северу от массива, характеризуется отметкой 55 м над уровнем моря; в 18 км к юго-западу, в орографических границах Сальных тундр, высота террасы достигает 58-60 м. Исходя из разницы от-

меток, скорость относительного поднятия периферии горного массива оценивается за последние 2 тыс..лет цифрой 2.2 мм/год (Никонов, 1964б).

Использование для оценок позднеголоценовых деформаций земной коры данных о высотном положении археологических памятников, практикуемое при изучении движений земной коры в области Канадского щита (Andrews at al., 1971) и позволяющее в ряде случаев получить дополнительную информацию о молодых движениях, имеет ограниченные перспективы, так как многочисленные неолитические стоянки, приуроченные к поверхности позднеголоценовых террас, в своем большинстве не расчленены по возрасту, а стоянки эпохи раннего металла известны лишь в небольшом числе пунктов и не дают основания для региональных построений. Некоторый интерес с точки зрения задачи оценки амплитуд послеледниковых движений представляют лишь каменные лабиринты - культовые сооружения 1 тысячелетия до н.э., известные в Восточном Финмаркене, на побережье Мурмана, на Кандалакшском и Терском побережьях. Данные об их высотном положении представлены в табл.7.

Из таблицы видно, что каменные лабиринты на побережье Мурмана и Кандалакшском побережье располагаются приблизительно в одном диапазоне высот - от 3.3 до 10 м. Уровень распространения этих памятников испытывает определенную депрессию к востоку от долины р.Варзины, где подножие наиболее низко расположенного лабиринта характеризуется отметкой всего 1.6 м. Депрессия уровня распространения этих памятников целиком согласуется с установленным закономерным понижением высот послеледниковых берего-

Таблица 7

Высоты пунктов нахождения каменных лабиринтов на побережьях Норвежского, Баренцева и Белого морей

Местонахождение лабиринта	Отметка основания лабиринта над уровнем моря, м
Хольменгрэ*	10
Кое-эйе*	3.3
Устье р.Харловки	Неизвестна
Вершина губы Вящицы	4.8
Правый берег губы Варзины	5.5
	3.8
	1.6
Район с.Умба (тоня Ударник)	6.6
Кандалакша (тоня Питкуль)	3.4
С. Кереть	Близко 5 м

* По К.Однеру (Odner, 1961).

вых линий в крайней восточной части Кольского п-ва и, по-видимому, обусловлена общей деформацией береговых линий в этой части побережья.

Приведенные результаты анализа деформаций береговых линий поздне-послеледниковых бассейнов на востоке Фенноскандии позволяют выделить среди них два главных типа, соответствующие двум типам движений земной коры в голоцене.

Региональные движения земной коры в восточной части Балтийского щита проявились в виде суммарного поднятия части земной коры, имеющей в плане очертания, близкие контурам суши. По мере удаления от побережий общий план поднятия меняется от лопастного к сводовому.

Локальные движения земной коры проявились в виде поднятия отдельных блоков земной коры различной величины. Соотношения амплитуд региональных и локальных движений менялись во времени, что свидетельствует об изменениях интенсивности проявления региональных и локальных движений в течение голоцена. В позднеледниковое время региональные движения абсолютно преобладали; локальные движения были проявлены ограниченно и играли подчиненную роль. В послеледниковое время при сокращении амплитуд региональных движений произошло обособление большого числа локальных структур. Локальные движения земной коры по своим масштабам стали сопоставимы с региональными. Наиболее интенсивные локальные движения земной коры характерны для раннего голоцена. В течение среднего и позднего голоцена амплитуды локальных движений земной коры проявили тенденцию к сокращению.

Г л а в а VIII

ИЗМЕНЕНИЯ ЗНАКА И ИНТЕНСИВНОСТИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ГОЛОЦЕНЕ

В гл.V1 было показано, что перемещения береговой линии на востоке Скандинавии носили знакопеременный характер и отличались значительными амплитудами. Общеизвестно, что перемещения береговой линии обусловлены суммарным воздействием двух факторов: поднятиями и опусканиями земной коры (соответственно, вызывавшими регрессии и трансгрессии моря) и эвстатическими изменениями уровня океана. Последние носили характер постепенно развивавшейся трансгрессии, максимальная амплитуда которой достигала за последние 15 тыс. лет 70 м (Kenney, 1964).

Уже простое сопоставление амплитуд установленных перемещений береговой линии с амплитудами эвстатической трансгрессии позволяет сделать вывод о том, что имевшие место в течение голоцена знакопеременные перемещения береговой линии в каждый момент геологического времени в несколько раз превосходят амплитуды эвстатической трансгрессии и, следовательно, были обусловлены поднятиями и опусканиями земной коры.

Интенсивное поднятие земной коры развилось уже на раннем этапе дегляциации восточной части Фенноскандии в ходе значительного сокращения мощности ледникового покрова и частичного отступания льдов, обусловивших сокращение ледниковой нагрузки.

По представлениям Андерсена (Andersen, 1960), интенсивные поднятия земной коры Балтийского щита начались на рубеже дани- и финигляциального времени, приблизительно 15 тысяч лет назад. Наиболее древние „ледниковые" береговые линии, представленные на п-ве Варангер, фиксируют характер восходящих движений в более поздний период древнего и среднего дриаса и бёллинга, в интервале 13-12 тыс. лет назад. За этот период амплитуда отрицательного перемещения береговой линии составила в этой части региона 40-50 м (Marthinussen, 1974).

В ходе развития эвстатической трансгрессии уровень мирового океана достиг в это время отметок - 70-40 м. Таким образом, ам-

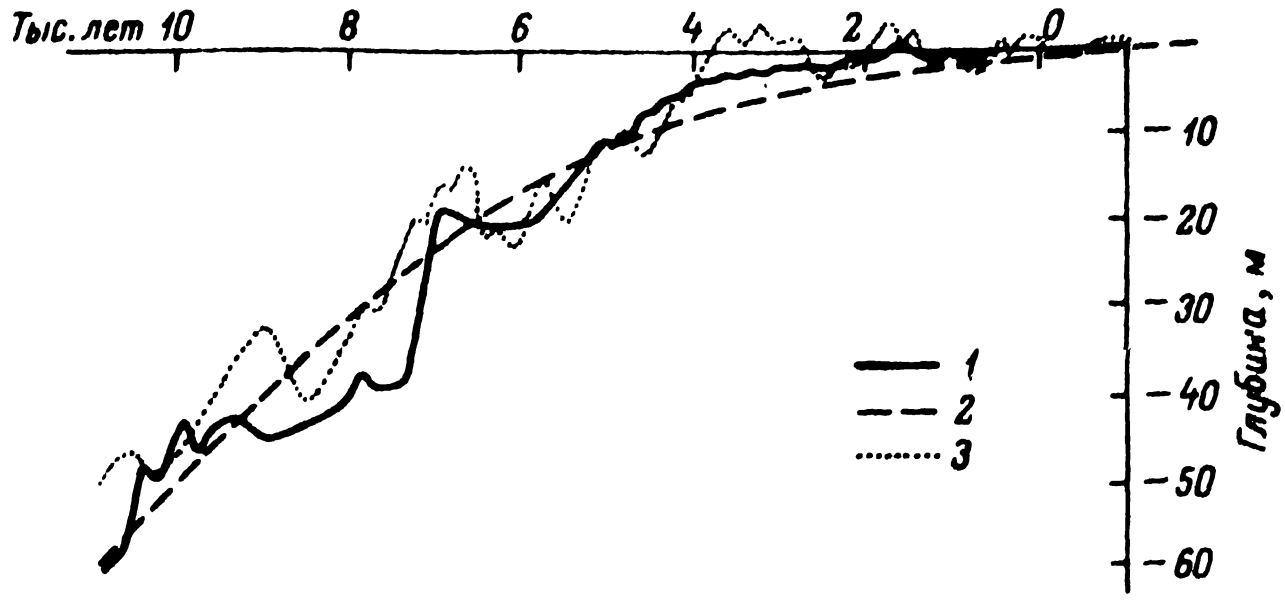


Рис. 44. Кривая эвстатического поднятия уровня Мирового океана (Mörner, 1969).

1 – по Мёрнеру; 2 – по Шепарду; 3 – по Фербриджу.

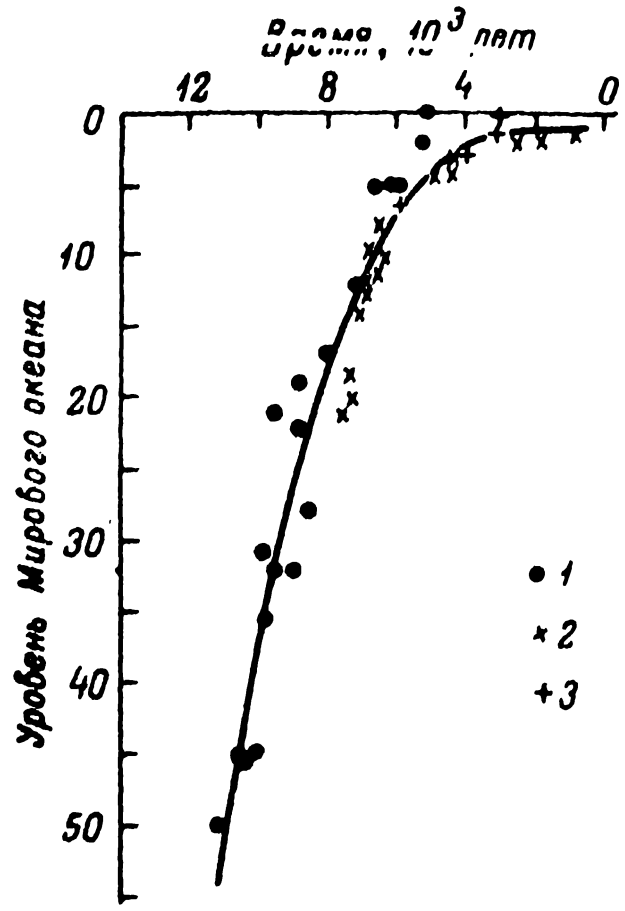


Рис.45. Кривая эвстатического поднятия уровня Мирового океана (Грачев, Долуханов, 1970).

1 – по Годвину; 2 – по Кёстеру; 3 – по Йелгерена.

плитуда поднятия земной коры в течение тысячелетия в восточной части п-ва Варангер достигла 80–120 м, скорость восходящих движений составила 80–120 мм в год, превысив максимальные для Балтийского щита скорости современного поднятия примерно в 10 раз.

Расчет амплитуд движений земной коры в течение аллерёда–субатлантического времени может быть выполнен достаточно точно, так как ход эвстатической трансгрессии за последние 10–12 тыс. лет изучался многими исследователями, получившими в последнее время достаточно хорошо согласующиеся результаты, свидетельствующие о плавном подъеме уровней без существенных флуктуаций (рис. 45 и 46). Для введения поправок на эвстатический фактор при последующем анализе нами используется кривая эвстатического изменения уровня Мирового океана, построенная А. Ф. Грачевым и П. М. Долухановым (1969, 1970).

Дальнейший анализ вертикальных перемещений земной коры во времени наиболее надежно проводить, используя данные изменений положения береговой линии в интервале изобаз 80–90 м позднелед-

никового и 30–40 м послеледникового суммарного поднятия, так как именно в этом интервале все комплексы береговых образований представлены наиболее полно, а следы регрессивных перемещений береговой линии в виде перерывов в разрезе морских осадков с приуроченными к ним континентальными образованиями встречены в наибольшем числе пунктов. Исходя из результатов датирования трансгрессивных береговых линий и осадков, соответствующих периодам относительно низкого положения береговой линии (см. гл. У), в табл.8 приведены данные о продолжительности регрессивных и трансгрессивных фаз, а также указаны высотные отметки по отношению к современному уровню моря, достигнутые в периоды максимумов каждой из фаз.

С учетом данных о перемещении уровня океана в ходе эвстатической трансгрессии (поправки на эвстатический фактор) определены отметки береговой линии по отношению к положению уровня моря, достигавшему к концу каждой из фаз перемещения береговой линии. На основе этих данных рассчитаны амплитуды положительных и отрицательных перемещений земной коры и соответствующие им скорости ее поднятий и погружений. Данные об амплитудах и скоростях поднятий и погружений земной коры представлены также на графике (рис. 46).

Его анализ позволяет придти к заключению, что максимальные амплитуды и скорости движений имели место в древнем и раннем голоцене. В этот период амплитуды перемещений земной коры в несколько раз, иногда в несколько десятков раз, превышали амплитуды перемещений земной коры в среднем и позднем голоцене. Скорости движений достигли своего максимума на границе древнего и раннего голоцена и примерно в 3–10 раз превышали максимальные значения скоростей современного поднятия Балтийского щита, и в 20 раз – значения скоростей современного поднятия в пределах региона.

В среднем–позднем голоцене амплитуды вертикальных перемещений земной коры существенно уменьшились. Устанавливается разное сокращение скоростей движений от начала среднего голоцена к его концу и резкое возрастание с конца среднего голоцена к началу позднего голоцена. Наконец, в течение последних трех тысячелетий, скорости движений земной коры на востоке Балтийского щита не отличаются от современных.

Можно определенно полагать, что на юге и западе региона по мере приближения к центру (или центрам) поздне–послеледникового поднятия Балтийского щита амплитуды и скорости вертикального движения закономерно возрастали. Об этом однозначно свидетельствует последовательное увеличение высот трансгрессивных береговых линий, отраженное значением изобаз поднятия. Однако, конкретный анализ перемещений земной коры во внутренней части региона не имеет достаточной основы как из–за отсутствия фактических данных о пределах отрицательных перемещений береговой линии, так и потому, что за пределами 40–метровой изобазы послеледникового поднятия

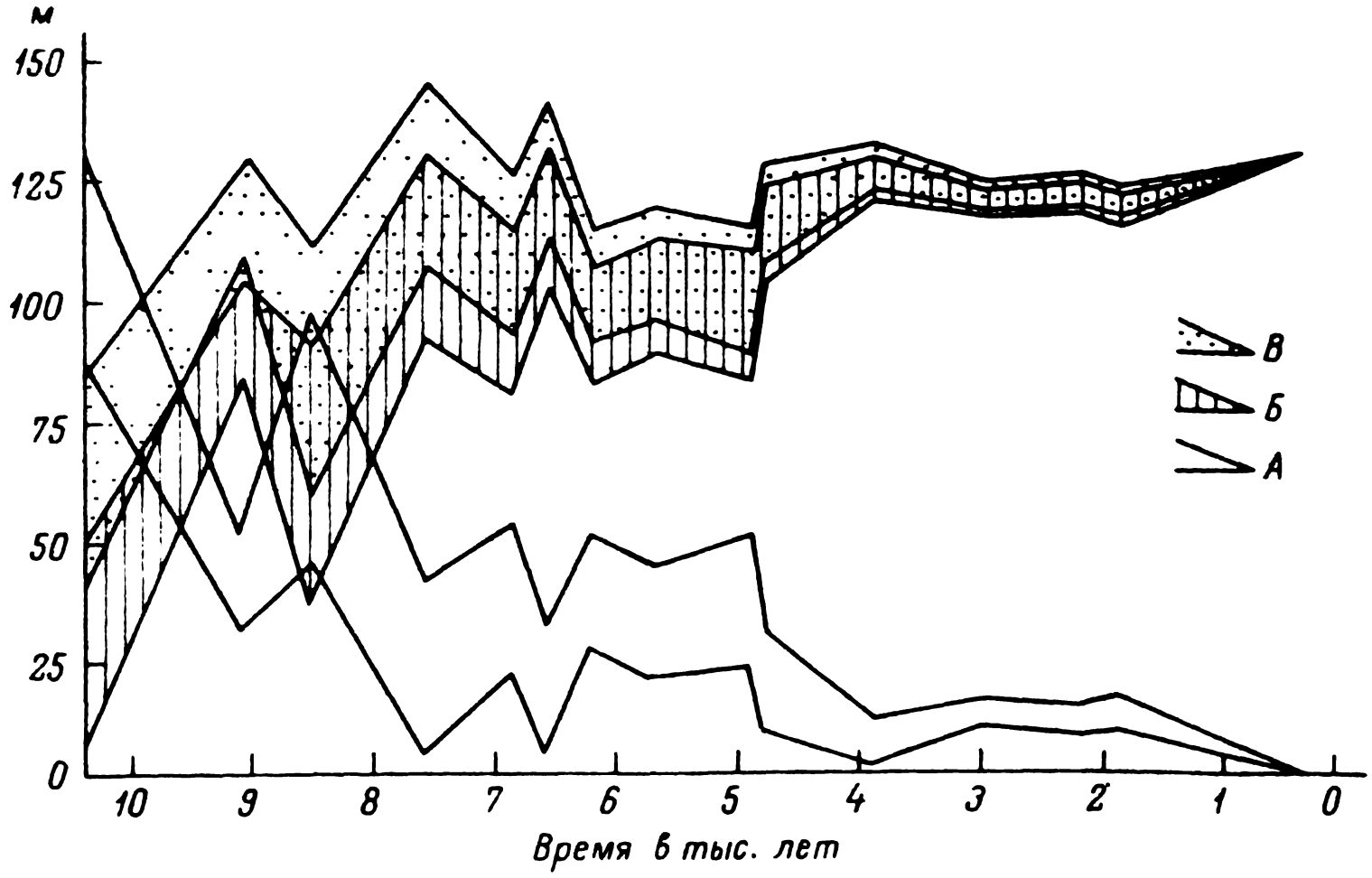


Рис. 46. Поднятия и опускания земной коры восточной части Балтийского щита в голоцене.

А – диапазон перемещений береговой линии; Б – диапазон поднятий и погружений земной коры (без учета эвстатического фактора); В – диапазон поднятий и погружений земной коры (с учетом эвстатического фактора).

береговые линии среднеголоценового и позднеголоценового комплекса не получили распространения.

Остается не вполне ясным вопрос и о характере движения в пределах локальных, дифференцированно развивающихся блоков земной коры. Будучи жестко связанными с образованиями фундамента, они также должны были быть вовлечены в его движения; при этом амплитуды погружения таких блоков едва ли отличались от амплитуд погружения области фундамента в целом. Амплитуды положительных движений, по-видимому, были большими, что и фиксируется соответствующими значениями изобаз.

Анализируя периодичность изменений знака движений во времени, можно сделать вывод, что такие же изменения происходили через более или менее одинаковые промежутки времени, причем полный цикл погружение–поднятие характеризуется продолжительностью 1000–1700 лет.

В этой связи нет оснований поддержать представления о большей продолжительности фаз движений земной коры в сравнении с трансгрессивно-регрессивными фазами развития морских бассейнов на севере Европы, так как приведенные материалы свидетельствуют о полной зависимости последних от режима вертикальных движений земной коры.

Таблица 8

Амплитуды и скорости перемещений земной коры восточной части Балтийского щита в голоцене (в интервале изобаз 80–90 м позднеледникового и 20–30 м послеледникового поднятия)

Бассейны	Фазы перемещения береговой линии	Продолжительность фаз, лет назад	Отметки береговой линии, м над уровнем моря	Поправка на эвстатический фактор к концу фазы, в м	Отметка береговой линии по отношению к существовавшему уровню моря, в м	Амплитуда относительного перемещения земной коры, в м	Скорость перемещения земной коры, мм/год
		11500	95	+60	155		
Древнеголоценовый	Регрессивная	11500–10500	80	+41	121	+34	+34
	Трансгрессивная	10500–10300	90	+38	128	–7	–35
	Регрессивная	10300–10000	70	+34	104	+24	+76
	То же	10000–9200	0	+27	27	+77	+96
Раннеголоценовый	Трансгрессивная	9200–8500	44	+20	64	–37	–52
	Регрессивная	8500–7500	4	+14	18	+46	+46
Среднеголоценовый	Трансгрессивная	7500–6800	26	+10	36	–18	–25
	Регрессивная	6800–6500	22	+9	31	+5	+16
	Трансгрессивная	6500–6250	26	+8	34	–3	–12
	Регрессивная	6250–5500	21	+5	26	+8	+10

Таблица 8 (продолжение)

Бассейны	Фазы перемещения береговой линии	Продолжительность фаз, лет назад	Отметки береговой линии, м над уровнем моря	Поправка на эвстатический фактор к концу фазы, в м	Отметка береговой линии по отношению к существовавшему уровню моря, в м	Амплитуда относительного перемещения земной коры, в м	Скорость перемещения земной коры, мм/год
Позднеголоценовый	Трансгрессивная	5500–4800	24	+3	27	–1	–1.4
	Регрессивная	4800–4300	7.5	+2.5	10	+17	+34
	Трансгрессивная	4300–4100	16	+2	18	–8	–40
	Регрессивная	4100–3800	2.5	+1.8	4.3	+13.7	+45
	Трансгрессивная	3800–3600	8	+1.5	9.5	–5.2	–26
	Регрессивная	3600–3100	3	+1.4	4.4	+5.1	+1.0
	Трансгрессивная	3100–1800	5	+1.0	6.0	–1.6	–1.0
	Регрессивная	1900–0	0	0	0	+6.0	+3.3

Важно отметить, что установленная картина знакопеременных движений земной коры в голоцене обнаруживает общее принципиальное сходство с характером изменения современных движений земной коры, отличающихся, однако, меньшими амплитудами и более частой периодичностью в смене знака движений. Можно думать, что те и другие отражают единую тенденцию в развитии земной коры. При этом фиксируемые с помощью инструментальных методов современные поднятия и погружения земной коры Балтийского щита отвечают ритмам движений более высокого порядка.

Г л а в а 1X

СООТНОШЕНИЯ ПЛАНА ГОЛОЦЕНОВЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА С ЭЛЕМЕНТАМИ ПАЛЕО- И НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКИ И ОСОБЕННОСТЯМИ ПРОЯВЛЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЕЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

В гл.II были кратко охарактеризованы основные черты глубинного строения, основные элементы древнего и новейшего структурного плана, сейсмичность и особенности проявления современных движений земной коры в восточной части Балтийского щита. Рассмотренные в гл.VII основные черты плана движений земной коры в голоцене находятся в различной степени соответствия с перечисленными выше особенностями плана предшествующих и последующих движений земной коры или сопутствующим их проявлению эндогенным процессам. Намечающиеся соотношения плана проявления голоценовых движений земной коры рассматриваются ниже.

Соотношения с элементами глубинного строения

Наиболее общей особенностью, проявляющейся при сравнении плана движений земной коры в голоцене с планом глубинного строения, оказывается определенно выступающая пространственная связь между амплитудами регионального поднятия восточной части щита в голоцене и мощностью земной коры. Область наиболее интенсивного регионального поднятия, охватывающая западную (материковую) часть Кольского п-ва, соответствует районам, характеризующимся повышенными значениями мощности земной коры, где последние достигают 37–38 км. На юго-западе Кольского п-ва и крайнем северо-западе Карелии – в районах, наиболее приближенных к центру регионального поднятия и характеризующихся максимальными значениями амплитуд поднятия, – мощности земной коры достигают 37–42 км. Наоборот, для области относительно слабого проявления регионального поднятия – восточной части Кольского п-ва и Южного Беломорья – характерны мощности земной коры, не превышающие 30–37 км. Эти

соотношения выражены наиболее определенно по отношению к плану движений в течение древнего голоцена, когда региональная составляющая движений земной коры играла ведущую роль в процессе поднятия.

При сравнении плана локальных поднятий земной коры, отличающихся наибольшей контрастностью в раннем и среднем голоцене, устанавливается близкое пространственное соответствие положения ряда локальных поднятий отдельным блоком земной коры, выделенным на уровне 15 км (Былинский и др., 1977). В частности, локальные поднятия в пределах Сальных тундр, на юго-западе Кольского п-ва, в пределах Колвицких тундр (рис. 5) близки по своему положению 1X, X и X1 блокам, представленным на схеме. В областях, где региональное поднятие не осложнено проявлением локальных движений (районы, тяготеющие к побережью Баренцева моря и горло Белого моря), план строения земной коры на глубине 15 км отличается более высокой степенью дифференциации, нежели план молодых движений. Вместе с тем, ряд локально развивающихся на голоценовом этапе блоковых структур (Печенгские, Хибинские, Ловозерские тундры) не находит связи с элементами глубинного строения на рассматриваемых уровнях, что, естественно, объясняется их принадлежностью к элементам структуры более высоких горизонтов земной коры. При сравнении амплитуд суммарного регионального поднятия земной коры в послеледниковое время (начиная с раннего голоцена) определенный интерес вызывает распределение амплитуд поднятия в пределах восточного склона щита и непосредственно за его пределами - в области развития палеозойского осадочного чехла в части Южного Беломорья (Онежский п-ов, Соловецкий архипелаг). Интенсивность суммарных восходящих движений за послеледниковое время оказывается здесь аномально высокой (рис. 43). Она не отличается от таковой в пределах южного побережья Кольского п-ва и превышает интенсивность суммарного поднятия принадлежащей окраине щита юго-восточной оконечности Кольского полуострова. Эти особенности находятся в определенных пространственных взаимоотношениях с характером залегания пород кристаллического фундамента, погруженного здесь на глубину, не превышающую 1 км. В соответствии со схемой строения докарельского фундамента, построенной для этих районов по гравитационным данным (Цирульникова, Сухолетова, 1975), как западный район Терского побережья Кольского п-ва, так и район поднятия Онежского п-ва - Соловецкого архипелага лежат в областях положительных аномалий гравитационного поля, соответствующих - первая - Ондомозерской, вторая - Беломорской структурным зонам беломорид. Разделяющая оба района область характеризуется меньшей интенсивностью движений послеледникового времени. Таким образом, влияние движений, развивающихся в структурах фундамента, отчетливо проявляется не только в области, где его образования выведены на дневную поверхность но и за ее пределами.

Соотношения с элементами древнего структурного плана

При сравнении плана поднятия земной коры в голоцене с древним структурным планом обращает на себя внимание грубое пространственное соответствие области регионального поднятия плану слабо дислоцированных антиклинорных сооружений архейского фундамента.

При этом положение границы области голоценового поднятия или (по Sauramo, 1958) внешней шарнирной линии совпадает с положением охарактеризованной в гл.II краевой геофлексуры, ограничивающей на востоке Балтийский щит в целом. Это позволяет целиком принять положение Ю.А.Мещерякова (1965) о длительном региональном поднятии щита.

Положение локальных дифференцированно развивающихся поднятий как правило связано с докембрийскими структурами П и более низких порядков, в строении которых принимают участие преимущественно ранне- и среднепротерозойские образования и более поздние крупные интрузивы. При этом не наблюдается полного соответствия контуров молодых поднятий границам древних структурных форм. Последние оказываются вовлеченными в поднятие основной своей частью, но захваченными им оказываются и вмещающие, более древние образования. Приближенно положению голоценовых поднятий отвечают такие крупные структурные формы как северная структурная подзона Печенгской грабенсинклинали, Лапландский и Колвицкий гранулитовые массивы, щелочные массивы Хибинских и Ловозерских тундр и массив ультраосновных-щелочных пород в южной части п-ва Турьего.

Устанавливается совпадение предполагаемых линейных зон деформаций береговых линий с положением крупных дизъюнктивных структур древнего заложения, фиксированных по комплексу геологических и геофизических признаков. Конкретные случаи таких совпадений могут быть указаны для зоны голоценовых деформаций, лежащей к северу от Печенгских тундр и Нъясюккской зоны глубинного разлома, зон голоценовых деформаций в средней части долины р.Лотты и в верхней части долины р.Ноты и системы разломов, ограничивающих Лапландский блок, зон голоценовых деформаций по западной и восточной периферии Кандалакшских и Колвицких тундр и Нивского и Умбинского разломов. Зоны голоценовых деформаций древнеозерных береговых линий зафиксированы по периферии Хибинских и Ловозерских тундр и т.п. Таким образом, устанавливается соответствие плана дизъюнктивных нарушений голоценового времени плану древних разломов, фиксирующих границы разнородных по возрасту и составу блоков кристаллического фундамента.

Охарактеризованные закономерности связи регионального поднятия восточного щита с областью развития образований архейского фундамента и локальных дифференцированных развивающихся поднятий с областями разлома нижнепротерозойских образований находят опосредованное отражение в характере геофизических полей. В соот-

ветствии с особенностями состава образований, участвующих в строении архейского фундамента (гнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты, граносиениты, различные по составу гнейсы), область регионального поднятия характеризуется, по данным М. Я. Цирульниковой и Г.Н. Сухолетовой (1975), слабо интенсивными, незначительно возмущенными магнитными и гравитационными полями и наличием в основном изометричных или близких к ним замкнутых форм аномалий. Типичными являются здесь сочетания отрицательного слабоинтенсивного гравитационного и положительных (100-400 гамм) магнитных полей.

Блоки земной коры, испытывающие локальные дифференцированные восходящие движения и сложенные осадочно-эффузивными образованиями нижнего протерозоя, по данным уже упоминаемых исследователей, характеризуются резко выраженной линейностью аномалий и по протяженности, большему градиенту и высокой интенсивности поля резко отличаются от физических полей области регионального поднятия в целом. По этой причине отчетливое отражение в характере полей Δg и ΔT получает локальное поднятие Печенских тундр. Близкими по своим особенностям положительными аномалиями характеризуются локально воздымающиеся, сложенные образованиями гранулитового комплекса блоки Сальных, Кандалакшских и Колвицких тундр. Блоки земной коры, отвечающие положению этих молодых поднятий, окружены зонами повышенных градиентов поля Δg, пространственно совпадающими с линейными зонами голоценовых деформаций. Поднимающиеся же массивы Хибинских и Ловозерских тундр в силу малой плотности участвующих в их строении щелочных пород характеризуются отчетливо выраженными отрицательными аномалиями поля Δg.

Соотношения с новейшим структурным планом

При сопоставлении плана поднятия земной коры в голоцене с новейшим структурным планом выявляется полное соответствие плана поднятия восточной части Балтийского щита за рассматриваемую часть неотектонического этапа общему плану поднятия в течение всего неотектонического этапа, что ясно видно из совпадения направлений простирания изобаз голоценового поднятия с контурами суши в пределах Восточного Финмаркена, п-ва Варангер, Кольского п-ва и Карельского берега Белого моря. Кроме того, усматривается повсеместное увеличение амплитуд голоценового поднятия по мере возрастания амплитуд суммарного поднятия за неотектонический этап в целом. Наиболее выразительно эта связь выступает при сравнении плана голоценового поднятия с планом новейших структур I порядка. Так, ясно выступает близкое пространственное соответствие области максимально интенсивного проявления голоценового поднятия положению наиболее интенсивно поднятой на новейшем этапе Кольской материковой структуре I порядка,

а области относительно слабого проявления голоценового поднятия-положению слабо поднятых на новейшем этапе Кольской полуостровной и Беломорской новейших структур I порядка.

Плановые очертания локальных блоковых поднятий, развивавшихся в течение раннего, среднего и позднего голоцена, оказываются весьма близкими положению локальных блоковых структур дифференцированно развивавшихся на протяжении всего новейшего этапа - блоков Печенгских, Сальных, Кандалакшских, Колвицких, Хибинских и Ловозерских тундр и др. При этом зоны голоценовых деформаций повсеместно совпадают по своему положению с зонами новейших или активизированных на новейшем этапе разрывных нарушений различных порядков, устанавливаемых преимущественно на основании их выраженности в рельефе. Исходя из изложенного, представляется правомерным вывод о том, что рассмотренные черты плана проявления голоценовых движений земной коры оказываются унаследованными по отношению к плану более раннего этапа проявления новейших движений. Вместе с тем, имеются все основания констатировать меньшую степень дифференциации структурного плана голоцена по отношению к структурному плану предшествующей части неотектонического этапа развития восточной части Балтийского щита.

Соотношения с характером сейсмичности

Вопрос о соотношении плана голоценовых движений земной коры восточной части Балтийского щита с характером сейсмичности частично обсуждался ранее (Кошечкин, Панасенко, Стрелков, 1969, 1970). В пределах рассматриваемого региона выделен ряд сейсмогенных зон: Мурманская, Инари, Кандалакшская и Хибинская.

Мурманская зона как бы продолжает сейсмоактивные районы западного и северо-западного побережья Норвегии (Вестланн и Нурланн). Ранее предполагалась пространственная и генетическая связь этой зоны с зоной локальных подвижек голоценового времени, намечавшейся между блоком полуостровов Среднего и Рыбачьего, на границе между п-вом Средним и материком, и предположительно трассировавшейся далее на восток-юго-восток между о.Кильдин и собственно Мурманским берегом. После того как проявления голоценовых подвижек на границе каледонид и архейского фундамента не получили своего фактического подтверждения, связь особенностей плана голоценовых движений с зоной повышенной сейсмической активности потеряла свою основу. По-видимому, более правильно объяснять связь сейсмичности побережий Баренцева и Норвежского морей с краевыми новейшими разломами, разделяющими Скандинавию и опускающиеся структуры шельфа, активизация которых имела место на ранних этапах развития неотектонических движений. В этом случае повышенная сейсмическая активность может быть объяснена тенденциями развития разнонаправленных или различных по интенсивности движений, имевшим место на границе отличающихся по ин-

тенсивности движений новейших структур щита и платформенных образований шельфа.

Незначительная по протяженности зона повышенной сейсмичности в районе оз.Инари не сопровождается признаками голоценовых деформаций, и располагающиеся здесь немногочисленные эпицентры, по-видимому, связаны с блоковым опусканием более раннего времени.

Более определенно устанавливается связь особенностей плана голоценовых движений с положением Кандалакшской сейсмической зоны. В своей восточной части эта зона, как и Мурманская, отвечает по своей ориентировке направлению простирания изобаз поднятия блока Кольского п-ва. При этом северная граница зоны совпадает с южными границами дифференциально развивающихся в послеледниковое время локальных поднятий п-ва Турьего и Колвицких и Кандалакшских тундр. В вершине Кандалакшского залива ее положение соответствует располагающейся здесь области аномально высоких градиентов послеледникового поднятия. Отсюда следует предположение о том, что явления повышенной сейсмической активности могли сопровождать аномально интенсивные подвижки голоценового времени и были связаны с общей контрастностью движений на северном побережье Кандалакшского залива в голоцене.

Как известно, тектонический уступ северного берега Кандалакшского залива продолжается в пределах суши далеко на запад, замыкая с севера Ковдозерскую низину, более половины площади которой занимает водное зеркало озер (Рихтер, 1948). Показанная в гл.VII неравномерность голоценовых движений этой области и высокая интенсивность движений пространственно связаны с западным положением Кандалакшской зоны, продолжающейся в направлении Ботнического залива.

Повышенная сейсмичность Карельской зоны не увязывается определенно с положением каких-либо дифференцированно развивающихся структур. Однако надежное выявление последних за пределами границы проникновения вод морских бассейнов осуществить трудно. Области дифференцированного поднятия Хибинского массива прямо соответствует положение Хибинской сейсмогенной зоны.

Необходимо привести существующее общее представление о том, что в большинстве сейсмически активных районов, в том числе и в Скандинавии, области повышенной сейсмичности сопровождают крупные впадины, располагающиеся по осям сводовых поднятий. В частности, здесь предполагается проседание свода в области Ботнического залива (Соловьев, 1963). Эти явления, если они имели место, связаны с тектоническим развитием региона в палеозое и кайнозое. На голоценовом этапе признаки локальных деформаций земной коры в области свода неизвестны. Явления повышенной сейсмической активности сопровождают зоны локальных голоценовых движений земной коры, обусловленные неоднородностью строения фундамента, контрастность движений в пределах которых отчетливо проявилась по мере снятия ледниковой нагрузки.

Соотношения с планом современных движений земной коры

В сравнении с центральными районами Фенноскандии, где современные движения земной коры отличаются наибольшей интенсивностью (скорости +8 ÷ +8.5 мм/год, Kukkamäki, 1969), восток Фенноскандии характеризуется более слабыми их проявлениями. Максимальные скорости современного поднятия составляют здесь +4 ÷ ÷ +6 мм/год и соответствуют юго-западной части Кольского п-ва и западной части Северной Карелии. Скорости поднятия западных и центральных районов Кольского п-ва на территории Карельского Прибеломорья - +2 ÷ +4 мм/год, северо-западной и восточной части - 0 ÷ +2 мм/год, а прибрежные районы, от устья Кольского залива до устья р.Варзуги, испытывают слабое погружение (Никонов, 1973; Koshechkin, Markov at al., 1975, рис.47).

В соответствии с представлениями большинства исследователей, изобазы современного поднятия в пределах Кольского п-ва и Северной Карелии располагаются более или менее концентрически, отражая в своем рисунке тенденции затухающего гляциоизостатического поднятия (Лилиенберг, Сетунская и др., 1972; Никонов, 1973 и др.). Следует, однако, иметь в виду, что рисовка изобаз обеспечена здесь лишь данными повторного нивелирования в западной части района, по линии Октябрьской железной дороги (Никонов, Гусева и др., 1972), а на побережьях Баренцева и Белого морей - данными уровнемерных наблюдений (Победоносцев, Розанов, 1971) и, в большей степени, подчинена известным закономерностям плана сводовых движений, что обусловливает ее весьма предварительный характер.

Кольский п-в и побережье Белого моря в пределах Северной Карелии характеризуется наибольшей степенью дифференциации и контрастности современных движений и градиентов их скоростей в сравнении с прилегающими областями Восточно-Европейской равнины (Гофштейн, 1975). По данным этого исследователя, максимальные величины градиентов (мм/год на 100 км) характеризуют южные районы Терского побережья (-4 градиент 6). Достаточно высоки значения градиентов в центральных и юго-западных районах полуострова, на Мурманском побережье и на севере Беломорской котловины (-2 градиент 3). Минимальные значения градиентов (градиент 1) характеризуют крайнюю западную и восточную части Кольского п-ва и районы Северной Карелии.

Дифференцированные проявления современных движений земной коры установлены преимущественно по данным повторного нивелирования. Аномально высокие амплитуды современных движений характеризуют область горного массива Хибинских тундр (Богданов, Гусева и др., 1973); аномально низкие - область Кандалакшского грабена (Никонов, 1973; Кошечкин, Панасенко, 1977).

При сопоставлении плана голоценовых движений земной коры с планом современных вертикальных движений земной коры восточной части Балтийского щита (Карта..., 1971) устанавливается высокая

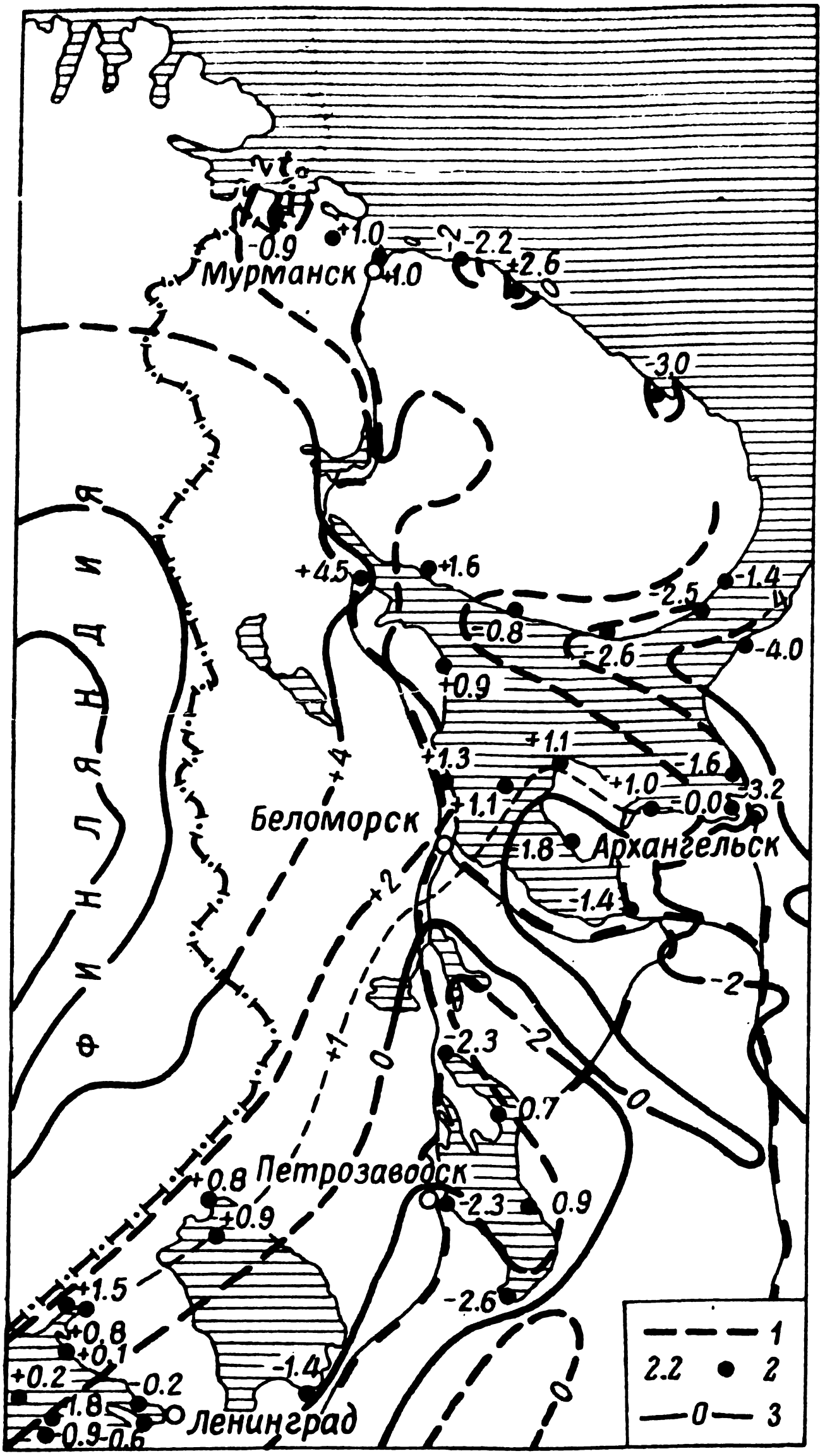


Рис. 47. Карта современных движений земной коры восточной части Балтийского щита (фрагмент Карты современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы, 1973).

1 – линии повторного нивелирования; 2 – пункты мореографических наблюдений; 3 – изобазы современного поднятия.

степень согласованности плана движений. Как в фазу голоценовых движений, так и в фазу современных движений изолинии поднятия огибают блок Кольского п-ва, а значения амплитуд поднятия нарастают в юго-западном направлении - в направлении центра голоценового - современного поднятия на севере Ботнии.

Частичное наследование плана локальных движений усматривается в факте современного дифференцированного поднятия Хибинских и Ловозерских тундр, где скорости относительного поднятия горных массивов являются максимальными.

Различия в характерах проявления современных движений земной коры и движений в голоцене свойственны периферической части Кольского п-ва, где, по данным уровнемерных наблюдений, устанавливается зона современного погружения шириной до 25-30 км, прослеживающаяся вдоль Мурманского и Терского побережий.

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть, что фактический материал о скоростях вертикальных движений земной коры, использованный для составления существующей карты современных движений земной коры, использованной нами для сопоставления (Карта..., 1971), ограничен данными повторного нивелирования по линии Октябрьской железной дороги и уровнемерных наблюдений в ряде пунктов побережий Баренцева и Белого морей. Рисовка изобаз современного поднятия на этой карте осуществлялась с учетом положения голоценового поднятия. Отсюда - весьма относительная достоверность выявленных черт плана современного поднятия, его резкое отличие от сопредельных частей Балтийского щита, где распределение погружающихся или поднимающихся на современном этапе блоков земной коры не подчинено рассмотренным выше закономерностям и не отражает черт сходства с планом регионального голоценового поднятия, а приближено к контурам докембрийских структур (Tuominen at al, 1973).

Глава X

ГОЛОЦЕНОВЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА В ОБЩЕЙ СХЕМЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ФЕННОСКАНДИИ

Переходя к оценке особенностей проявления голоценовых движений земной коры на востоке Балтийского щита, необходимо отметить, что со времени возникновения представления о региональном поднятии Фенноскандии вплоть до сравнительно недавнего времени (работы Э. Хюппя, М. Саурамо и др.) безраздельно господствовало мнение об изостатическом сводовом поднятии этой обширной области земной коры, имевшем место центра в пределах северной части Ботнического залива, совпадающего с предполагавшимся центром четвертичных материковых оледенений. И лишь сравнительно недавно анализ проявления голоценовых движений Фенноскандии привел к возникновению более сложных схем.

Определенно устанавливается, что граница области голоценового поднятия Фенноскандии достаточно близка границе распространения последнего оледенения (гл.III, с.33, наст. изд.). Эта граница совпадает также с контурами Балтийского щита и Норвежской зоны каледонид, испытывающей длительное поднятие (Бискэ, 1970 и др.). Отсюда следует, что при выяснении природы суммарного поднятия Фенноскандии в качестве одной из ведущих компонент движений должно рассматриваться общее тектоническое поднятие. Исходя из разности минимально-низких отметок береговых линий среднеголоценового бассейна в крайней периферической части области поднятия (8-10 м) и отметок практически синхронно сформированных береговых линий в тектонически стабильных районах Севера Европы (0-3 м, по Квасову, 1975, с.157), значения амплитуды общего тектонического поднятия востока Фенноскандии за послеледниковое время могут оцениваться в 6-10 м.

Природа общего тектонического поднятия восточной части Балтийского щита может быть понята лишь при условии выяснения общих причин длительно развивавшегося процесса поднятия Фенноскандии в целом. Последнее становится возможным при привлечении геофизических данных: территория Фенноскандии характеризуется зональ-

ной отрицательной аномалией силы тяжести, достигающей в ее центральной части 30–40 мгл. Отрицательные аномалии не могут быть объяснены здесь оттоком подкоровых масс в горизонтальном направлении, так как в этом случае происходил бы процесс погружения, а не поднятия, как это, например, имеет место в отдельных районах Русской равнины. Поэтому, вслед за Ю. А. Мещеряковым (1965), общее поднятие Балтийского щита более вероятно связывать с прогрессирующим разуплотнением и, соответственно, расширением подкорового вещества, темпы которого опережали сопутствующие эндогенные (приток подкоровых масс) и экзогенные (денудация) процессы. Соответственно, общее поднятие восточной части Балтийского щита, как части Фенноскандии, по своим генетическим чертам отличается от поднятий в платформенных областях Земли и приближается к движениям орогенных областей.

Однако признание факта участия восходящих собственно тектонических движений в сложном по своей природе процессе развития Фенноскандии в позднем плейстоцене и голоцене само по себе не дает возможности объяснить все особенности проявления движений рассматриваемого этапа в пространстве и во времени, как не дает такой возможности исключительное признание их изостатической природы.

Прежде всего следует указать на несоответствие плана сводового поднятия центральной части Фенноскандии плану палео- и неотектоники региона. Действительно, принимаемая в качестве центра сводового поднятия область Ботнического залива (точнее – его северные части) в свете результатов картировочных работ представляет собой обширную синклинорную структуру, ядро которой сложено преимущественно палеозойскими осадочными образованиями. Таким образом, центральная часть „свода" является молодой структурной формой, обращенной по отношению к древней структуре центральной области Фенноскандии. То же самое следует принять по отношению к неотектоническому плану, ибо в своем геоморфологическом выражении котловина Ботнического залива представляет обширный грабен. Исходя из этого, следует отказаться от представления о положении области поднятия земной коры восточной части Балтийского щита в периферической части длительно развивающегося сводового поднятия.

Опираясь на фактические данные о характере деформаций древнебереговых уровней, сводовое поднятие в центральной области Фенноскандии следует рассматривать как структуру, возникшую и развившуюся по этому плану лишь в позднеледниковое время в ходе деградации последнего ледникового покрова.

Что касается особенностей тектонического развития центральной области Фенноскандии на поздне-послеледниковом этапе, то необходимо указать, что в основе постановки этого вопроса также немало неясного. В частности, мало обосновано само положение центра поднятия в вершине Ботнического залива, рассматриваемого, как отмечалось выше, в качестве основного ледоема, центра изостати-

ческого погружения земной коры и последующего компенсационного поднятия.

Опираясь на обобщение Г.Лундквиста (Lundqvist, 1965), на западном побережье Ботнического залива и в прилегающих областях движение льдов было направлено в сторону котловины Ботнического залива, соответствуя таковому на его восточном побережье. Положение ледникового центра Лундквистом и Фроммом рисуется в возвышенной области каледонид, что вполне согласуется с общим представлением об орографическом контроле развития оледенения.

Конкретные данные об амплитудах поздне-, послеледникового поднятия в Ботнии также не дают однозначного ответа на вопрос о положении центра поднятия, так как обширные области побережий в начальный период изостатического поднятия находились подо льдом. Анализ высотного положения относительно широко распространенных береговых образований анцилового озера в пределах Северной и Средней Швеции и Финляндии позволяет наметить возможное положение центра поднятия на побережье Ботнического залива или даже внутри него. Отсюда значения высот анциловых береговых линий уменьшаются в западном направлении. Как отмечает Г.Лундквист, этот факт свидетельствует о поздней дегляциации на западе, но истинное положение центра остается неясным. Литториновые же изобазы, по данным того же исследователя, имеют максимум во внутренней части Швеции, близ последнего ледникового щита севернее Остерзунда. Этот центр точно устанавливается Гранлундом по береговым линиям древнего озера.

Близкие по существу представления развиваются и Й. Доннером, показавшим, что в плане область поднятия Фенноскандии имеет вид асимметричного купола, вершина которого располагается в восточной части Скандинавских гор - территории наиболее позднего исчезновения льда.

Охарактеризованные особенности плана проявления голоценовых движений земной коры центральной области поднятия Фенноскандии позволяют вослед за Н.И.Николаевым (1966б, 1967) выделить область развития каледонид как весьма специфичную в отношении тектонического режима, в наименьшей степени реагирующую на влияние изостатического фактора. За пределами области развития каледонид (в границах собственно Балтийского щита) изостатический фактор (в древнем голоцене - в качестве ведущего, в раннем-позднем голоцене - в качестве подчиненного) выступает достаточно определенно как в отношении пространственного проявления движений, так и в отношении их проявления во времени.

На востоке Балтийского щита значительное влияние изостатической компоненты подтверждается рядом особенностей плана движений земной коры: лопастной формой изобаз и рисунком, близким характеру распределения льда в границах суши; закономерным увеличением амплитуд поднятия в направлении центра ледникового покрова; параллельным положением изобаз по отношению к краевым зонам последнего оледенения.

Выявленная в ходе анализа голоценовых движений земной коры восточной части щита картина общего суммарного изостатического поднятия убывающей амплитуды соответствует понятию пластического фактора (x^p) общего изостатического эффекта поднятия (ω) Фенноскандии, в понимании Поста (Post, 1947). Картина относительно резких поднятий и сменяющих их во времени погружений земной коры, обусловливающих развитие морских регрессий и сменяющих их трансгрессий, соответствует понятию эластического фактора (x^e) или „эластических толчков", выражающихся в трансгрессивно-регрессивном перемещении береговой линии. Закономерное сочетание x^p и x^e факторов в ходе общего изостатического поднятия позволяет рассматривать исследованную нами восточную часть Балтийского щита в качестве региона, обладающего едиными тенденциями развития с остальной частью Фенноскандии.

Специфика проявления движений изостатической природы усматривается в отмеченных выше особенностях плана изобаз, имеющего определенно выраженный лопастной характер, что может быть объяснено орографическими особенностями региона и спецификой дегляциации – частичным или полным отрывом значительных масс омертвевшего льда в краевой части ледниковых потоков.

Более характерной особенностью проявления голоценовых движений в восточной части Балтийского щита явилось относительно широкое проявление локальных, дифференцированно развивавшихся поднятий. Следует отметить, что эти движения проявились в основном в течение второй субфазы поздне-, послеледникового поднятия и наиболее энергично – в течение раннего и среднего голоцена (Лукашов, Лак, 1969; Кошечкин, 1972а, б). Как показал предшествующий анализ, в своем распространенном проявлении они сопряжены частью с элементами докембрийского структурного плана, а частью – с более поздними – палеозойскими интрузиями. Локальные поднятия, сопряженные с элементами докембрийского структурного плана, обусловлены различными по интенсивности движениями в плоскостях долгоживущих разломов, ограничивающих различные по составу и возрасту блоки земной коры. Отсутствие следов оживления этих разломов, характеризующее длительные периоды геологической истории, позволяет считать, что план локальных поднятий земной коры в голоцене не унаследован от древнего структурного плана, а частично возрожден, как это предполагал по отношению к новейшему этапу в целом Ю. А. Мещеряков (1965). Обращаясь к распределению остаточных аномалий поля Δg на Кольском п-ве и на севере Карелии, можно видеть, что большинство дифференцированно воздымающихся на голоценовом этапе локальных структур (Печенгские, Сальные, Кандалакшские и Колвицкие тундры) сопровождается остаточными положительными аномалиями поля силы тяжести. Это дает возможность связывать механизм восходящих движений этой группы образований с подтоком подкоровых масс.

Другая группа локальных поднятий соответствует положению палеозойских интрузивных массивов щелочных и ультраосновных по-

род. Это - Хибинские и Ловозерские тундры, локальное поднятие в южной части п-ва Турьего. Ранее было показано (Кошечкин, 1972б), что контуры этих поднятий весьма близки площадям развития щелочных пород. По Л. Е. Шустовой (1963б), средняя плотность нефелиновых сиенитов составляет 2.64 г/см^3. Биотитовые гнейсы, с которыми образования Хибинского плутона контактируют на севере и северо-западе, характеризуются средней плотностью в 2.75 г/см^3. Дефицит плотности нефелиновых сиенитов по отношению к вмещающим породам составляет здесь 0.11 г/см^3. Средняя плотность эффузивных и осадочных образований имандра-варзугской серии, обрамляющих Хибинские и Ловозерские тундры с юга, определяется значением 2.87 г/см^3 и значение дефицита плотности интрузивных образований по отношению к вмещающим оказывается еще большим - 0.23 г/см^3. Таким образом, имеющийся фактический материал дает полное основание для поддержания гипотезы о поднятии массива под влиянием выжимания силами бокового давления, развиваемого в приконтактной зоне. Как следует из имеющихся материалов по глубинному строению (Шаблинский, 1963), контакты Хибинского массива, прослеживающиеся, по геофизическим данным, на глубину 5-7 км, падают под массив под углами 74-77°. Таким образом, мы имеем здесь постепенное выклинивание интрузии на глубину - факт, благоприятствующий ее вытеснению на поверхность. По-видимому, сходные причины и близкий механизм восходящих движений могут характеризовать и другие интрузивные массивы, в том числе и массивы щелочных гранитов (Кошечкин, 1972б).

Отмеченное сравнительно широкое распространение локальных движений земной коры, естественно, объясняется относительно большей неоднородностью строения фундамента, в разрезе которого в непосредственное соприкосновение приведены блоки резко различных по вещественному составу пород.

Локальные деформации береговых образований, установленные в Швеции (Magnusson och von Post., 1929), Норвегии (Undas, 1938) и Финляндии (Sauramo, 1955), могут служить признаками более широкого проявления дифференцированного развития отдельных блоков земной коры на голоценовом этапе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основная задача исследования состояла в создании общей схемы проявления поздне-плейстоценовых и голоценовых движений земной коры восточной (советской) части Балтийского щита. Это потребовало изучения распространения, высот и возраста береговых образований поздне-, послеледниковых бассейнов в бассейнах Баренцева и Белого морей и анализа деформаций береговых образований и последующей тектонической интерпретации обобщенных данных. В результате исследования получены следующие основные выводы.

1. Движения земной коры на востоке Балтийского щита в позднем плейстоцене и голоцене развивались в форме региональных и локальных движений.

В отличие от установившегося представления о поднятии восточной части Балтийского щита как сегмента целостного свода с центром за ее пределами план поднятий земной коры рассматривается как имеющий лопастную форму, подчиненную орографическим границам.

2. Региональные движения земной коры складывались из медленных и равномерных (в рассматриваемое время) восходящих движений собственно тектонической природы и более быстрых знакопеременных движений гляциоизостатической природы. Региональные движения получили преимущественное проявление в области архейского фундамента.

3. Гляциоизостатические движения развивались в форме знакопеременных (колебательных?) движений с общим положительным эффектом (суммарное поднятие). Движения этого рода обнаруживают тенденцию к сокращению амплитуд поднятий и погружений во времени. Максимальные амплитуды поднятий и опусканий земной коры характеризуют начало позднеледникового времени и связаны с периодом наиболее интенсивного таяния материковых льдов. Минимальные амплитуды поднятий и погружений характеризуют наше время.

4. По мере сокращения роли гляциоизостатической компоненты движений земной коры в раннем голоцене уже имели место локальные движения земной коры. Локальные движения земной коры проявились преимущественно в форме поднятий - унаследованно по отношению к плану движений новейшего тектонического этапа в целом.

Дифференцированно развивающиеся локальные поднятия земной коры пространственно связаны с глубинными блоками земной коры в границах среднепротерозойских синклинорных структур и более поздних интрузий. Предположительно, обособление и развитие локальных поднятий протекало в форме блоковых подвижек по линейным зонам возрожденных разломов. Локальные поднятия обнаруживают активность на современном этапе. Линейные зоны, ограничивающие локальные поднятия, характеризуются повышенной сейсмической активностью.

Развитие локальных движений, – как следствие неоднородности геологического строения региона, – представляет наиболее специфическую особенность проявления голоценовых движений в восточной части Балтийского щита.

Литература

Авилов И.К. Мощность современных осадков и послеледниковая история Белого моря. – Тр. океанографического института, 1956, вып.31, с.5–57.

Алявдин Ф.А., Манушилов С.Ф., Рыбалко А.Е. и др. Новые данные по четвертичной геологии северо-западной части Белого моря. – В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., 1973, с.173–182.

Апухтин Н.И. Новые данные о распространении морских трансгрессий в поздне- и послеледниковое время в Северной Карелии. – В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. Вып.1.Л., 1956, с.44–51.

Апухтин Н.И. Стратиграфия четвертичных отложений Кольского полуострова и Северной Карелии по новейшим исследованиям. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада СССР. Вып.1. Л., 1957, с.68–82.

Апухтин Н.И., Ткаченко Л.И. Стратиграфия отложений верхнего плейстоцена восточной части Кандалакшского побережья Белого моря по данным последних исследований. – В кн.: Вопросы геоморфологии и геологии антропогена Севера европейской части СССР. Тезисы докладов совещания (Петрозаводск, 21–23 ноября 1972 г.). Апатиты, 1972, с.20–22.

Арманд А.Д. Очерк формирования рельефа и четвертичных отложений Хибинских тундр. – В кн.: Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова. Апатиты, 1960, с.32–84.

Арманд А.Д. Паудорфский межстадиал в юго-западной части Мурманской области. – В кн.: Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л., 1969, с.63–79.

Арманд А.Д., Арманд Н.Н. Новейшие тектонические движения в Верхнепонойской депрессии. – В кн.: Геофизика и тектоника Кольского полуострова. М.–Л., 1966, с.86–89.

Арманд А.Д., Арманд Н.Н., Граве М.К. и др. Сводная стратиграфическая схема четвертичных отложений Кольского полуострова в свете новейших данных. – В сб. Ос-

их вероятный возраст и направление поисков в них полезных ископаемых. – В кн.: Вопросы литологии фанерозоя Кольского полуострова. Л., 1972, с.46–71.

Б и с к э Г.С. О природе послеледникового поднятия Балтийского щита. – Изв. ВГО, 1970, т.102, № 1, с.34–38.

Б и с к э Г.С., Г о р ю н о в Н.Н., Л а к Г.П. К характеристике голоценовых отложений Карелии. – В кн.: Вопросы голоцена. Вильнюс, 1961, с.267–284.

Б и с к э Г.С., Л а к Г.П., Л у к а ш о в А.Д. Береговые образования Онежского озера и их связь с неотектоникой. – В кн.: Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин, 1966, с.178–182.

Б и с к э Г.С., Л а к Г.П., Л у к а ш о в А.Д. и др. Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск, 1971. 73 с.

Б и с к э С.Ф. Рельеф и четвертичные отложения Печенгского района. – Изв. ВГО, 1946, т.78, № 5–6, с.545–560.

Б о г д а н о в В.И., Г у с е в а Т.В., Д е м ь я н о в а Т.Е., и др. Итоги геофизических и геодезических работ на Коль-

118.

Горецкий Г.И. Новые неолитические стоянки у г.Кеми в Карелии. – Природа, 1937, № 12, с.103.

Горецкий Г.И. О местонахождении фауны морской регрессии Littorina oceanica на побережье Белого моря. – Природа, 1940, № 10, с.81–82.

Горецкий Г.И. О роли местных географических условий в четвертичной истории (На примере изучения Кольской и Туломской долин на Кольском полуострове). – В кн.: Проблемы физической географии. Т.X. М., 1941, с.55–73.

Горецкий Г.И. Доказано ли существование Онежско-Беломорского позднеледникового соединения? – Изв. ВГО, 1951, т.83, вып.2, с.186–192.

Гофштейн И.Д. Карта градиентов скоростей современных вертикальных движений европейской части СССР. – Геоморфология, 1975, № 2, с.33–36.

Граве М.К., Евзеров В.Я. Новейшие и современные тектонические движения в центральной части Кольского полуострова. – В кн.: Современные движения земной коры. Вып.1. М., 1963, с.326–333.

ском геодинамическом полигоне. – В кн.: Современные движения земной коры. Вып.5. Тарту, 1973, с.131–138.

Буссен И.В. Проявление послеледниковых дизъюнктивных дислокаций в рельефе южного склона Луяврурта. – В кн.: Рельеф и геологическое строение осадочного покрова Кольского полуострова. М.–Л., 1964, с.77–79.

Буссен И.В., Сахаров А.С. Ловозерская осадочно-вулканогенная палеозойская свита Луяврурта. – В кн.: Вопросы литологии фанерозоя Кольского полуострова. Л., 1972, с.5–37.

Былинский Р.В., Литвиненко И.В., Поротова Г.А. Глубинное строение земной коры. – В кн.: Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., 1977, с.29–34.

Введенский Л.В. Рельеф южной части Кольского полуострова. – Изв. Гос. геогр. об-ва, 1934, т.66, вып.6, с.844–863.

Вострухина Т.М. К вопросу о датировке озерно-ледниковых отложений Онежского полуострова. – ДАН СССР, 1963а, т.145, № 1, с.54–58.

Вострухина Т.М. Спорово-пыльцевая характеристика позднe- и послеледниковых отложений Онежского полуострова. – Сов. геол., 1962б, № 9, с.44–49.

Вострухина Т.М., Ладышкина Т.Е. Новые данные по изучению четвертичных отложений Кемского района в Карелии. – ДАН СССР, 1964, т.155, № 3, с.765–767.

Горецкий Г.И. Некоторые данные о неолитических стоянках Кольского перешейка. – Тр. Сов. секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода, 1936, вып.III, с.107–

Грачев А.Ф., Долуханов П.М. Сравнительный анализ послеледниковых движений земной коры Канады и Фенноскандии по данным абсолютной геохронологии. – В кн.: Проблемы современных движений земной коры. Т.III. М., 1969, с.173–187.

Грачев А.Ф., Долуханов П.М. Послеледниковое поднятие земной коры в Канаде и в Фенноскандии. – В кн.: Baltica. 4, Вильнюс, 1970, с.297–312.

Гросвальд М.Г., Кошечкин Б.И. „Пемзовый горизонт" побережья Кольского полуострова и его деформация. – Геоморфология, 1973, № 4, с.58–63.

Говберг Л.И. Распределение моллюсков в толще голоценовых осадков Белого моря. – Океанология, 1970, т.X, вып.5, с.837–846.

Гуделис В.К. О возможностях определения основных показателей новейших тектонических движений в условиях Прибалтики. – В кн.: Современные и новейшие движения земной коры в Прибалтике. Вильнюс, 1964, с.105–115.

Гуделис В.К. Современные, после- и позднеледниковые движения земной коры Прибалтики (Сравнительный анализ). – В кн.: Современные движения земной коры. Вып.5. Тарту, 1973,

Знаменская О.М., Кошечкин Б.И. Опыт сопоставления фаз развития и корреляции береговых образований Балтики и морей Северной Атлантики. – Информ. бюл. координационного центра стран-членов СЭВ по проблеме „Изучение химических, физических, биологических и других процессов...", 1975, № 3, с.45–53.

Иностранцев А.А. Геологические исследования на севере России в 1869–1870 г. СПб., 1872. 179 с.

Каган Л.Я. Комплексы диатомей морского плейстоцена Кольского полуострова (палеоэкология, стратиграфическое и палеогеографическое значение). Автореф. канд. дис. М., 1975. 29 с.

Каплин П.А., Гракова И.В., Парунин О.Б. и др. Список радиоуглеродных датировок лаборатории географического факультета МГУ–Института океанологии АН СССР. – Вестн. МГУ, география, 1971, 4, с.104–108.

Карпов Н.Н. Следы послеледниковых тектонических разломов в Хибинских горах. – Вестн. МГУ, сер.У, 1960, № 4, с.61.

Карта новейшей тектоники СССР м-ба 1:5000000. М.–Л., 1959.

Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. Под редакцией Ю.А. Мещерякова. М., 1971.

Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л., 1975. 278 с.

Квасов Д.Д., Кабанова И.П., Давыдова Н.Н. Основные вопросы позднеледниковой истории Восточной Балтики. – В кн.: Baltica. 4. Вильнюс, 1970, с.65–92.

Кессел Х.Я. История исследования лимниевой и мидиевой стадии Балтийского моря и стратиграфия лимниевой стадии в Эстонии. – В кн.: Baltica. 2. Вильнюс, 1965, с.21–42.

Кессел Х.Я. Краткий обзор стратиграфии отложений Балтийского моря в Эстонии. – Информ. бюл. координационного центра стран-членов СЭВ по проблеме „Изучение химических, физических, биологических и других процессов...", 1975, № 3, с.54–67.

Кессел Х.Я., Пуннинг М.К. Об абсолютном возрасте голоценовых трансгрессий Балтики на территории Эстонии. – Изв. АН ЭССР, химия–геология, 1969а, 18/2, с.140–153.

Кессел Х.Я., Пуннинг М.К. О распространении и стратиграфии отложений ильдиевого моря на территории Эстонии. – Изв. АН ЭССР, химия–геология, 1969б, 18/2, с.154–163.

Кинд Н.В., Виноградова С.Н., Покровский Б.Г. и др. Радиоуглеродные датировки ГИН АН СССР. Сообщение У1. – Бюлл. комис. по изуч. четвертич.периода, 1970, № 40, с.86–89.

Кириенко Е.А. Распределение фораминифер в донных отложениях Белого моря. – В кн.: Кайнозойская история полярного бассейна и ее влияние на развитие ландшафтов северных территорий. Л., 1968, с.76–77.

54.
К о ш е ч к и н Б.И. Геоморфология и антропогеновые отложения. – В кн.: Геологическая изученность СССР. Т.I. Мурманская область, вып.2.
К о ш е ч к и н Б.И. Некоторые черты проявления новейших тектонических движений в условиях Кольского полуострова. – В кн.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова. Апатиты, 1968б, с.214–220.
К о ш е ч к и н Б.И. Неоструктурный план северо-восточной части Балтийского кристаллического щита. – В кн.: Природа и хозяйство Севера. Вып.1. Апатиты, 1969а, с.9–18.
К о ш е ч к и н Б.И. Молодые движения земной коры в восточной части северного побережья Кольского полуострова. – В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып.1. Апатиты, 1970, с.82–87.
К о ш е ч к и н Б.И. Дрифтовые пемзы в отложениях голоценовых террас северного побережья Кольского полуострова. – В кн.: Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., 1971а, с.165–179.
К о ш е ч к и н Б.И. Развитие представлений о характере новейших движений земной коры на востоке Фенноскандии. – В кн.: Природа и хозяйство Севера. Вып.2. Апатиты, 1971б, с.66–74.

К и р и ч е н к о Л.А. О палеозойских осадочных и эффузивных породах Кольского полуострова. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. Вып.3, М., 1962, с.27–44.

К и с е л е в И. И., К о ш е ч к и н Б.И., В а с и л ь е в а Н.С. и др. Береговые образования поздне- и послеледниковых морских бассейнов и движения земной коры на северо-западе Кольского полуострова. – В кн.: Географические аспекты проблемы осадкообразования в бассейнах Баренцева и Белого морей. Л., 1974, с.24–46.

К о з л о в М.Т. Пространственная унаследованность и развитие тектонических движений в центральной и юго-восточной частях Кольского полуострова. – В кн.: Геофизика и тектоника Кольского полуострова. М.-Л., 1966, с.50–60.

К о з л о в М.Т. Литолого-петрографическая характеристика континентальных образований карбона восточной части Кольского полуострова. – В кн.: Вопросы литологии фанерозоя Кольского полуострова. Л., 1972, с.38–45.

К о ш е ч к и н Б.И. Проявление новейших тектонических движений в Нотозерской депрессии. – В кн.: Аэрометоды при поисках полезных ископаемых и геологическом картировании. М.-Л., 1964а, с.67–69.

К о ш е ч к и н Б.И. Роль эндогенного фактора в формировании рельефа западной части Кольского полуострова (бассейны рек Ноты и Лотты). – В кн.: Аэрометоды при поисках полезных ископаемых и геологическом картировании. М.-Л., 1964б, с.43–

ния земной коры на геодинамических полигонах. Алма-Ата, 1973а, с.154–162.

К о ш е ч к и н Б.И. Четвертичная геология и геоморфология. – В кн.: Геологическая изученность СССР. Т.I. Мурманская область, вып.4. Апатиты, 1973б, с.42–46.

К о ш е ч к и н Б.И. Перемещение береговой линии Баренцева и Белого морей в поздне-послеледниковое время. – Изв. АН СССР, сер. геогр., 1975, № 4, с.91–100.

К о ш е ч к и н Б.И. Новые данные о распространении пемзовой гальки на северном побережье Кольского полуострова. – В кн.: Природа и хозяйство Севера. Вып.4. Мурманск, 1976а, с.43–45.

К о ш е ч к и н Б.И. О возможности проникновения позднеледникового моря в бассейн оз.Инари. – В кн.: Природа и хозяйство Севера. Вып.5. Л., 1976б, с.12–16.

К о ш е ч к и н Б.И., Д е в я т о в а Э.И., К а г а н Л.Я., П у н н и н г К. Послеледниковые морские трансгрессии в Онежском Беломорье. – В кн.: Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода севера европейской части СССР. Петрозаводск, 1977, с.5–16.

К о ш е ч к и н Б.И., К а г а н Л.Я., К у д л а е в а А.Л. и др. Береговые образования поздне- и послеледниковых морских бассейнов на юге Кольского полуострова. – В кн.: Па-

К о ш е ч к и н Б.И. Голоценовые трансгрессии Баренцево-Беломорского бассейна. – В кн.: Вопросы геоморфологии и геологии антропогена Севера европейской части СССР. Апатиты, 1972а, с.16–18.

К о ш е ч к и н Б.И. Дифференцированные новейшие тектонические движения позднеплейстоценового и голоценового времени в северо-восточной Фенноскандии. – В кн.: Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне. М., 1972б, с.125–132.

К о ш е ч к и н Б.И. Новые данные по хронологии ранне- и среднеголоценовых отложений в долине р.Туломы. – В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Вып.4. Апатиты, 1972в, с.23–25.

К о ш е ч к и н Б.И. О связи крупных форм рельефа с характером новейших тектонических движений и строением земной коры некоторых районов Кольского полуострова. – В кн.: Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне. М., 1972г, с.66–70.

К о ш е ч к и н Б.И. Четвертичная геология и геоморфология. – В кн.: Геологическая изученность СССР. Т.I. Мурманская область, вып.1. Л., 1972д, с.25–30.

К о ш е ч к и н Б.И. Природа тектонических деформаций земной коры в области развития голоценовых трансгрессий на севе-

Л а в р о в а М. А. К геологии Онежского полуострова Белого моря. – Тр. геол. музея АН СССР, 1931, 8, с.1–66.

Л а в р о в а М. А. К познанию четвертичных отложений Поморского берега Белого моря. – Тр. Геол. ин-та, 1933, 3, с.5–39.

Л а в р о в а М. А. К вопросу об эпейрогенических колебаниях Кольского полуострова в четвертичный период. – Тр. сов. секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода, 1939, вып.4, с.5–7.

Л а в р о в а М. А. Основные этапы четвертичной истории Кольского полуострова. – Изв. ВГО, 1947, т.79, вып.1, с.21–38.

Л а в р о в а М. А. Четвертичные отложения. – В кн.: Геология СССР, т.XXVII. Мурманская область. Ч. I. Геологическое описание. М., 1958, с.509–547.

Л а в р о в а М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. Л., 1960, 233 с.

Л а в р о в а М. А. История Белого моря. – В кн.: Последний европейский ледниковый покров. М., 1965, с.156–157.

Л а в р о в а М. А. Позднеледниковая и послеледниковая история Белого моря. – В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., 1968, с.140–163.

Л а в р о в а М. А. Позднеледниковая история Белого моря. – В кн.: Последний ледниковый покров на северо-западе европейской части СССР. М., 1969, с.267–275.

Л а в р о в а М. А., Л а д ы ш к и н а Т. Е. К вопросу о позднеледниковом Балтийско-Беломорском соединении. – В кн.: Baltica. 2. Вильнюс, 1965, с.71–98.

Л е б е д е в а Р. М. История развития растительности в позднеледниковое и раннее послеледниковое время в бассейне р. Ту-

ломы. – В кн.: Четвертичные отложения и грунтовые воды Кольского полуострова. М.–Л., 1964, с.61–68.

Лебедева Р.М. Палеоботаническая характеристика верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений в бассейне р.Туломы. – В кн.: Вопросы геологии, минералогии и геохимии изверженных и метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, 1967, с.73–74.

Лебедева Р.М. Палеоботаническая характеристика верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений на северо-западе Кольского полуострова. Автореф. канд. дис. Апатиты, 1969, 23 с.

Лилиенберг Д.А., Сетунская Л.Е., Благоволин Н.С. и др. Морфоструктурный анализ современных вертикальных движений европейской части СССР. – Геоморфология, 1972, № 1, с.3–18.

Литвиненко И.В. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии. – В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, .185–190.

10 781

Николаев Н.И. О новейшем этапе развития Фенноскандии, Кольского полуострова и Карелии. – Бюл. МОИП, отд. геол., 1967, т.42, вып.1, с.49–68.

Николаев Н.И., Бабак В.И., Медянцев А.И. Вопросы неотектоники Балтийского щита и норвежских каледонид. – Сов. геология, 1967, № 3, с.9–22.

Никонов А.А. Восстановление неотектоники и палеогеографии позднепослеледниковья с помощью эпейрогенического спектра в материковой части Кольского полуострова. – ДАН СССР, 1959, т.125, № 4, с.866–869.

Никонов А.А. Геоморфологические признаки позднечетвертичных движений земной коры на западе Кольского полуострова. – В кн.: Четвертичные и грунтовые воды Кольского полуострова. Л., 1964а, с.96–105.

Никонов А.А. Развитие рельефа и палеогеография антропогена на западе Кольского полуострова. М.–Л., 1964б. 181 с.

Никонов А.А. Проблемы неотектоники северо-восточной части Балтийского щита. – В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., 1967, с.191–198.

Никонов А.А. Современные движения земной коры Фенноскандии. – В кн.: Современные движения земной коры. № 5, Тарту, 1973, с.66–71.

ти Балтийского щита по результатам повторного нивелирования на трассе Волховстрой–Мурманск. – В кн.: Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне. М., 1972, с.139–147.

Никонов А.А., Панасенко Г.Д. О связи новейшей и современной тектоники и сейсмичности северо–востока Фенноскандии. – В кн.: Современные движения земной коры. Вып. 1. М., 1963, с.193–201.

Панасенко Г.Д. Сейсмические особенности северо–востока Балтийского щита. Л., 1969. 184 с.

Плешивцева Э.С. Основные этапы истории растительности побережья Двинской губы Белого моря в период бореальной и поздне–послеледниковых морских трансгрессий. – В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережья в кайнозое. Л.,1970, с.268–271.

Плешивцева Э.С. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения отложений верхнего плейстоцена и голоцена северодвинской впадины. Автореф. канд. дис. Л.,1971, 22 с.

Плешивцева Э.С., Гриб В.П. К стратиграфии четвертичных отложений нижнего течения р.Северной Двины. – В кн.: Доклады по геоморфологии и палеогеографии Северо–Запада европейской части СССР. Л., 1965, с.47–51.

Победоносцев С.В., Розанов Л.Л. Современные вертикальные движения берегов Белого и Баренцева морей (по уровенным данным). – Геоморфология, 1971, № 3, с.57–62.

Полканов А.А. Очерк четвертичной геологии северо-западной части Кольского полуострова. – Тр. сов. секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода, 1937, вып.III, с.63–80.

Полканов А.А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. – В кн.: Международный геологический конгресс. Тр. XVII сессии, т.2. М., 1939, с.27–58.

Полканов А.А. Тектоника, кинематика и магматизм эпохи хогландия–йотния южной части Балтийского щита. – В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1955, с.400–416.

Полканов А.А., Кратц К.О., Шуркин К.А. Дочетвертичная геология Карелии и Кольского полуострова. – Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР, 1964, вып.19, с.24–45.

Пуннинг Я.-М., Какум Т., Раямяэ Р. Список радиоуглеродных датировок Института геологии АН ЭССР. III. – Изв. АН СССР, 1976, т.25, химия-геология, № 1, с.53–57.

Рейнеке М.Ф. Гидрографическое описание северного берега России. Ч.2. СПб., 1843. 363 с.

Рихтер Г.Д. Материалы к географии района р.Нивы. Л., 1933. 56 с.

Рихтер Г.Д. Результаты геоморфологической рекогносцировки в бассейнах рек Варзуги и Поноя. – Тр. Ин-та физической географии АН СССР, 1936, вып.19, с.49–120.

Сидоренко А.В. Некоторые вопросы изучения осадочного покрова Кольского полуострова. – В кн.: Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова. Апатиты, 1960, с.5–31.

Соловьев С.Л. О связи землетрясений Скандинавии с отрицательными формами рельефа. – Изв. АН СССР, сер.геогр., 1963, № 6, с.112–115.

Стрелков С.А. Перемещение береговой линии моря в западной части Советской Арктики за последние 1200 лет. – В кн.: Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. Л., 1971, с.5–16.

Стрелков С.А. Морфоструктуры северо-восточной части Балтийского щита и основные закономерности их формирования. – В кн.: Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова. Л., 1973, с.5–80.

Стрелков С.А., Киселев И.И. Первая находка Pholas crispata в четвертичных отложениях Кольского полуострова. – В кн.: Природа и хозяйство Севера. Вып.4. Мурманск, 1976, с.46.

Таннер В. Соотношение между послеледниковыми геологическими ярусами и археологическими находками в Фенноскандии. – В кн.: Труды II Международной конференции ассоциации по изучению четвертичного периода Европы. Вып.II. Л., 1933, с.32–34.

Тектоника восточной части Балтийского шита. Л., 1974, 287 с.

Токарев В.А. О древнем подвижном поясе Колмозеро–Воронья и Хибинском разломе на Кольском полуострове. – В кн.: Геофизика и тектоника Кольского полуострова. Л., 1966, с.61–69.

Токарев В.А. Главные и глубинные разломы Кольского полуострова. – В кн.: Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне. М.–Л., 1972, с.35–40.

Фаусек В. Материалы к вопросу об отрицательном движении берега в Белом море и на Мурманском берегу. – Зап. РГО, 1891, т.XXУ, № 1, с.1–89.

Харитонов Л.Я., Тектоника. – В кн.: Геология СССР. Т.XXУII. Мурманская область. Ч.I. Геологическое описание. М., 1958, с.548–631.

Харитонов Л.Я. Основные черты геологического строения Балтийского щита. – В кн.: Вопросы геологии Кольского полуострова. М.–Л., 1962, с.5–66.

Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., 1966. 359 с.

Хольтедаль О. Геология Норвегии. М., 1957, т.1, с.424; т.II, 1958, 394 с.

Цирульникова М.Я., Сухолетова Г.Н. Тектоническое строение восточных и юго–восточных склонов Балтийского щита по геофизическим данным. – В кн.: Восточная часть Балтийского щита. Геология и глубинное строение. Л., 1975, с.118–128.

Цирульникова М.Я., Чечель Э.К., Шустова Л.Е., Сокол Р.С. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита. – В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968, с.178–184.

Цирульникова М.Я., Чечель Э.К., Шустова Л.Е., Сокол Р.С. Глубинное строение земной коры. – В кн.: Тектоника восточной части Балтийского щита. Л., 1974, с.257–263.

Чердынцев В.В., Алексеев В.А., Кинд Н.В. и др. Данные лаборатории Геологического института АН СССР. Сообщение 2. – В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., 1966, с.270–276.

Черемисинова Е.А. Диатомовая флора морских отложений на р.Лотте. – В кн.: Материалы по геологии и полезным

ископаемым Северо-Запада РСФСР. Вып.3. М., 1962, с.58-68.

Шаблинский Г.Н. Метод отраженных волн при исследовании глубинного строения щелочных массивов Кольского полуострова. - Зап. ЛГИ, 1963, 46, вып.2, с.28-32.

Шмидт А.В. Древний могильник на Кольском заливе. - В кн.: Материалы комиссии экспедиционных исследований АН СССР. Вып.23. Л., 1930, с.119-169.

Шустова Л.Е. Ботническо-Кандалакшская зона глубинного прогиба земной коры в центральной части Балтийского щита. - ДАН СССР, 1963а, т.148, № 2, с.418-419.

Шустова Л.Е. Плотность горных пород северо-восточной части Балтийского кристаллического щита. - В кн.: Геофизическая разведка. Вып.13. Л., 1963б, с.72-81.

Шустова Л.Е., Дедеев В.А., Кратц К.О. Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л., 1973, 66 с.

Шютт В., Хоппе В., Блейк В., Гросвальд М.Г. О распространении позднеплейстоценового оледенения в Европейской Арктике. - Изв. АН СССР, сер.геогр., 1968, № 5, с.56-68.

Эпштейн С.В. Материалы к геологии четвертичных отложений 37-го листа 10-верстной карты европейской части СССР. - Тр. Ленинградского геолого-разведочного треста, 1934, вып.7, 38 с.

Эпштейн С.В. К вопросу о позднеледниковой трансгрессии Белого моря в Северной Карелии. - Тр. сов.секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода, 1941, вып.У, с.181-201.

Яковлев С.А. К вопросу об Иольдиевом море в Балтике и о соединении Балтийского моря с Белым в позднеледниковое время. - Изв. Гос. геогр. об-ва, 1934, т.УХУ1, вып.2, с.277-292.

Яковлева С.В. О Балтийско-Беломорском позднеледниковом соединении. - В кн.: Труды II международной конференции ассоциации по изучению четвертичного периода Европы. Вып.II. Л.-М., 1933, с.178-186.

Яковлева Т.В. О рассеянных элементах в отложениях впадины озера Могильного. - В кн.: Природа и хозяйство Севера. Вып.3. Апатиты, 1961, с.36-40.

Aario L. Uber die Wald- und Klimogeschichte an der Lapplandischen Eismeerküste in Petsamo... - Ann. Bot. Soc. Fenn., 1943, Bd.19, N 1, 158 S.

Alhonen P. The developmental history of Lake Inari, Finnish Lappland. - Ann. Acad. Sci. Fenn., ser. A, III-geologica-geographica, 1969, 98, p.1-18.

A n d e r s e n B.G. Glacial Geology of Western Troms, North Norway. - NGU, 1968, N 256, 160 p.

A n d r e w s J.T. Postglacial rebound in Arctic Canada: similarity and prediction of uplift curves. - Can. Jour. Earth Sci., 1968, 5, p. 39-47.

A n d r e w s J.T., R o b e r t M c G h e e, L o r n a M e k e n z i e - P o l l o c k. Comparison of Elevations of Archaeological Sites and Calculated Sea Levels in Arctic Canada. - Arctic, 1971, v.24, N 3, p.210-228.

B i n n s R.E. Drift Pumice on postglacial raised shorelines of Northern Europe. - In: Acta borealia. A, N 24. Tromso/Oslo, 1967. 63 p.

B l a k e W. Studies of glacial history in Arctic Canada. I. Pumice, radiocarbon dates and differential postglacial uplift in the eastern Queen Elizabeth Islands. - Can. Jour. Earth Sci., 1970, 7, p.634-643.

B l a k e W. Collection of samplés for radiocarbon dating, USSR. - Geol. Surv. Can., 1974, Paper 74-1, P. A, p.70-71.

B o e h t l i n g k W. Bericht einer Reise durch Finnland und Lappland. Zweite Haelfte: Reise langs den Küsten des Eismeeres und Weissen Meeres. - Bull. Sci. Pub. l'Acad. Imperiale des Sci. de St.-Petersbourg, 1840, t.7, N 13-14, p.191-208.

D e G e e r, G. Om Skandinaviens nivaförändringar under qvartärperioden. - Geol. Fören. Stockholm Förh. 1890, N 128, Bd.12, N 2, p.61-110.

D o n n e r J.J. A profile across Fennoskandia of Late Weichselian and Flandrian shore-lines. - Soc. Sci. Fenn. Comment. Phys.-Math., 1969b, vol.36, N 1, p.1-23.

D o n n e r J.J. The Late-glacial and Post-glacial emergence of South-Western Finland. - Soc. Sci. Fenn., Comment. Biol., 1964, 29 (9). 47 p.

D o n n e r J.J. The Late-glacial and early Post-glacial Pollen stratigraphy of southern and eastern Finland. - Soc. Sci. Fenn., Comment., Biol., 1966, 29, N 9, 24 p.

D o n n e r J.J. Land/sea level changes in southern Finland during the formation of the Salpäusselkä endmoraines. - Bull. Geol. Soc. Finland, 1969a, N 41, p.135-150.

D o n n e r J., J u n g n e r H. Radiocarbon dating of shells from marine Holocene deposits in the Disko Bugt area, West Greenland. - Boreas, 1975, vol.4, p.25-45.

wegian, Barents and the White Seas during Late Pleistocene and Holocene. - Int. Geogr., 1976, 76, N 1, p.341-343.

K r o g H. Postglacial Submergence of the Great Belt dated by Pallenanalysis and Radiocarbon. - Rep. Int. Geol. Congr., XXI Session, Norden, 1960, p.127-133.

K u j a n s u u R. Nuorista siirroksista Lapissa. - Eripainos Geologi-lehdestä, 1964, N 3-4, p.30-36.

K u k k a m ä k i T.J. Report on the work of the Fennoskandian sub-commission. - In: Problems of recent crustal movements of the earth. M., 1969, p.49-54.

L u n d q v i s t J. The Quaternary of Sweden. - In: The Quaternary. Vol. I. London, 1965, p.139-198.

M a g n u s s o n N., von Post L. Beskrinning till kartbladet Saftle. - SGU, ser. A, 1929, 167 p.

M a r t h i n u s s e n M. Yngre postglaciale nivåer på Varangerhalvoa - NGT, 1945, 25, 230, p.234-264.

M a r t h i n u s s e n M. Coast and fjord area of Finmark. - NGU, 1960, N 208, p. 109-120.

M a r t h i n u s s e n M. C_{14}-datings referring to shore lines, transgressions and glacial substages in Northern Norway. - NGU, 1962, N 215, p.37-67.

M a r t h i n u s s e n M. Contributions to the Quaternary geology of northeastermost Norway and the closely adjoining foreign territories. - NGU, 1974, N 315. 157 p.

M i d d e n d o r f A. Anikiev, eine Insel im Eismeere, in der Gegend on Kola. - Bull. Sci. Publ. Acad. Imperiale des Sci. de St.-Petersbourg, 1860, t.2, N 2, S.152-158.

M ö r n e r N.-A. The Late-Quaternary history of the Kattegat sea and the Swedish West coast. - SGU, ser. C, 1969, 640. 487 p.

N a n s e n F. The strandflat and isostasy. - Videnskaps. Skrifter, 1, Mat.-Natur. Klasse, 1922, N 11, 313 p.

N i l s s o n E. Om södra Sveriges senkvartära historia. - Geol. Fören. Stoskholm Förh. 1953, 75, H 2, p.155-246.

N i l s s o n T. Ein neves Standartpollendiagram aus Bjarsjöhilmssjen in Schonen. - Univ. Lund-Publs Inst. Mineral., Paleont. and Quaternary Geol., 1961, N 96, 34 p.

N y d a l R. Trondheim Natural Radiocarbon Messurements, 11. - Radiocarbon, 1960, N 2, p.82-96.

Николаев Н.И. О новейшем этапе развития Фенноскандии, Кольского полуострова и Карелии. – Бюл. МОИП, отд. геол., 1967, т.42, вып.1, с.49–68.

Николаев Н.И., Бабак В.И., Медянцев А.И. Вопросы неотектоники Балтийского щита и норвежских каледонид. – Сов. геология, 1967, № 3, с.9–22.

Никонов А.А. Восстановление неотектоники и палеогеографии поздне–послеледниковья с помощью эпейрогенического спектра в материковой части Кольского полуострова. – ДАН СССР, 1959, т.125, № 4, с.866–869.

Никонов А.А. Геоморфологические признаки позднечетвертичных движений земной коры на западе Кольского полуострова. – В кн.: Четвертичные и грунтовые воды Кольского полуострова. Л., 1964а, с.96–105.

Никонов А.А. Развитие рельефа и палеогеография антропогена на западе Кольского полуострова. М.–Л., 1964б. 181 с.

Никонов А.А. Проблемы неотектоники северо–восточной части Балтийского щита. – В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., 1967, с.191–198.

Никонов А.А. Современные движения земной коры Фенноскандии. – В кн.: Современные движения земной коры. № 5, Тарту, 1973, с.66–71.

Никонов А.А., Гусева Т.И., Никонова К.П. Изучение современных движений земной коры в восточной части Балтийского щита по результатам повторного нивелирования на трассе Волховстрой–Мурманск. – В кн.: Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне. М., 1972, с.139–147.

Никонов А.А., Панасенко Г.Д. О связи новейшей и современной тектоники и сейсмичности северо–востока Фенноскандии. – В кн.: Современные движения земной коры. Вып. 1. М., 1963, с.193–201.

Панасенко Г.Д. Сейсмические особенности северо–востока Балтийского щита. Л., 1969. 184 с.

Плешивцева Э.С. Основные этапы истории растительности побережья Двинской губы Белого моря в период бореальной и поздне–послеледниковых морских трансгрессий. – В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережья в кайнозое. Л., 1970, с.268–271.

Плешивцева Э.С. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения отложений верхнего плейстоцена и голоцена северодвинской впадины. Автореф. канд. дис. Л., 1971, 22 с.

Плешивцева Э.С., Гриб В.П. К стратиграфии четвертичных отложений нижнего течения р.Северной Двины. – В кн.: Доклады по геоморфологии и палеогеографии Северо–Запада европейской части СССР. Л., 1965, с.47–51.

Победоносцев С.В., Розанов Л.Л. Современные вертикальные движения берегов Белого и Баренцева морей (по уровенным данным). – Геоморфология, 1971, № 3, с.57–62.

Полканов А.А. Очерк четвертичной геологии северо-западной части Кольского полуострова. – Тр. сов. секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода, 1937, вып.III, с.63–80.

Полканов А.А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. – В кн.: Международный геологический конгресс. Тр. XVII сессии, т.2. М., 1939, с.27–58.

Полканов А.А. Тектоника, кинематика и магматизм эпохи хогландия–йотния южной части Балтийского щита. – В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1955, с.400–416.

Полканов А.А., Кратц К.О., Шуркин К.А. Дочетвертичная геология Карелии и Кольского полуострова. – Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР, 1964, вып.19, с.24–45.

Пуннинг Я.-М., Какум Т., Раямяэ Р. Список радиоуглеродных датировок Института геологии АН ЭССР. III. – Изв. АН СССР, 1976, т.25, химия-геология, № 1, с.53–57.

Рейнеке М.Ф. Гидрографическое описание северного берега России. Ч.2. СПб., 1843. 363 с.

Рихтер Г.Д. Материалы к географии района р.Нивы. Л., 1933. 56 с.

Рихтер Г.Д. Результаты геоморфологической рекогносцировки в бассейнах рек Варзуги и Поноя. – Тр. Ин-та физической географии АН СССР, 1936, вып.19, с.49–120.

Сидоренко А.В. Некоторые вопросы изучения осадочного покрова Кольского полуострова. – В кн.: Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова. Апатиты, 1960, с.5–31.

Соловьев С.Л. О связи землетрясений Скандинавии с отрицательными формами рельефа. – Изв. АН СССР, сер.геогр., 1963, № 6, с.112–115.

Стрелков С.А. Перемещение береговой линии моря в западной части Советской Арктики за последние 1200 лет. – В кн.: Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. Л., 1971, с.5–16.

Стрелков С.А. Морфоструктуры северо-восточной части Балтийского щита и основные закономерности их формирования. – В кн.: Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова. Л., 1973, с.5–80.

Стрелков С.А., Киселев И.И. Первая находка Pholas crispata в четвертичных отложениях Кольского полуострова. – В кн.: Природа и хозяйство Севера. Вып.4. Мурманск, 1976, с.46.